



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



WILCK GUILHERME DE CAMPOS

PEGMATITOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DE SÃO JOÃO DEL REI (MG):
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, CLASSIFICAÇÃO
E POTENCIAL MINERAL

MONOGRAFIA nº 574

OURO PRETO

2026

Wilck Guilherme de Campos

PEGMATITOS DA PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DE SÃO JOÃO DEL REI (MG):
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA, CLASSIFICAÇÃO
E POTENCIAL MINERAL

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geológico.

Orientadora: Dra. Flávia Compassi Costa.

Coorientadores: Me. Alan F. dos S. Queiroz
Dra. Cristiane Paula de C. G.

OURO PRETO

2026

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C198p Campos, Wilck Guilherme de.
Pegmatitos da Província Pegmatítica de São João Del Rei (MG)
[manuscrito]: caracterização mineralógica, classificação e potencial
mineral. / Wilck Guilherme de Campos. - 2026.
114 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientadora: Profa. Dra. Flávia Compassi da Costa.
Coorientadores: Me. Alan Felipe dos Santos Queiroz, Profa. Dra.
Cristiane Paula de Castro Gonçalves.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Mineralogia. 2. Pegmatitos - Classificação. 3. Geologia econômica.
I. Costa, Flávia Compassi da. II. Gonçalves, Cristiane Paula de Castro. III.
Queiroz, Alan Felipe dos Santos. IV. Universidade Federal de Ouro Preto.
V. Título.

CDU 552.322

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Wilck Guilherme de Campos

Pegmatitos da Província Pegmatítica de São João del-Rei (MG): caracterização mineralógica, classificação e potencial mineral

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geológico

Aprovada em 02 de fevereiro de 2026

Membros da banca

Dra. - Flávia Compassi da Costa - Orientador(a) Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. - Gustavo Henrique Coelho de Melo - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. - Ítalo Lopes de Oliveira - Universidade Federal de Ouro Preto

Flávia Compassi da Costa, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 02/02/2026



Documento assinado eletronicamente por **Flavia Compassi da Costa**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/02/2026, às 09:00, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1051183** e o código CRC **1BB6C61B**.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto e à Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) pelo suporte institucional e acadêmico que viabilizou a realização deste trabalho.

Estendo meus agradecimentos ao Departamento de Geologia (DEGEO) pela disponibilização da infraestrutura e dos recursos indispensáveis ao desenvolvimento desta pesquisa. Agradeço, também à A³EM e Fundação Gorceix, pelo apoio ao longo da graduação.

Manifesto minha profunda gratidão à minha orientadora, Prof.^a Flávia Compassi Costa, pela dedicação, pelo apoio constante e pelas contribuições valiosas em todas as etapas deste estudo.

Dirijo um agradecimento especial aos meus pais (Rosa e Vanderley) que, mesmo sem acesso à educação formal, transmitiram-me, por meio do exemplo e do trabalho, lições de honestidade, perseverança e esforço. Vocês me mostraram que o conhecimento ultrapassa os limites dos livros e encontra-se também na sabedoria de vida. Este trabalho é fruto do amor, do incentivo e dos sacrifícios que fizeram por mim.

Agradeço a Rafael Matoso Alvarenga pelo apoio, colaboração e dedicação durante as atividades de campo, cuja contribuição foi fundamental para a realização dos trabalhos.

Agradeço a Letícia Massri Barreira Rodrigues da Cunha pelo apoio na realização deste trabalho, pela companhia ao longo dessa jornada e pela ajuda nas correções ortográficas.

Agradeço ao meu irmão, Maikon Guilherme de Campos, pelo apoio e companheirismo.

Agradeço ao Fernando Antônio Nogueira de Oliveira (Piau) pelo apoio, pelos conselhos e pelo incentivo aos estudos. Sem sua presença, eu não teria alcançado essa maturidade na universidade. Tenho por você muito respeito e admiração.

Agradeço a todos os amigos que fiz em Ouro Preto durante minha trajetória acadêmica. Cada um sabe o quanto foi importante para o meu desenvolvimento. Dizem que somos a média das pessoas com quem convivemos; nesse sentido, se eu for a média de vocês, serei um dos melhores.

“Cum mente et malleo”

Claude-Henri Gorceix

RESUMO

Os resultados revelaram a coexistência de corpos pegmatíticos homogêneos e zonados, com formato de *pods* encaixados preferencialmente nos principais planos de descontinuidade da província, com apófises associadas. Nos pegmatitos zonados da unidade Rio das Mortes, identificou-se uma zona de borda composta por biotitito, uma zona intermediária com cristais métricos de feldspato (intensamente caulinizados) e um núcleo rico em quartzo e muscovita, com presença local de berilo. A caracterização mineralógica obtida a partir do MEV em espectroscopia por dispersão de energia (MEV-EDS) identificou uma assembleia robusta de minerais acessórios e resistatos, incluindo minerais do grupo columbita-tantalita (columbita-(Fe) e tantalita-(Fe)), cassiterita, gahnita (espinélio de Zn), granadas (almandina e espessartita) e fosfatos de elementos terras raras (ETRs), como monazita/kularita, xenótimo-(Y), xenótimo-(Yb) e cheralita, além da identificação, com auxílio do DRX, de fases relacionadas ou não ao intemperismo. O intenso intemperismo químico (caulinização) obliterou parte da mineralogia primária, mas preservou fases de alta estabilidade química. No Ortognaisse Cassiterita, o pegmatito apresenta caráter transicional, com associação simultânea de minerais de ETRs/HFSE (monazita, xenótimo e zircão) e de Nb-Ta (columbita), sendo interpretado como NYF+LCT no modelo de Černý & Ercit (2005) e G1–G2 no de Wise *et al.* (2022). No Rio das Mortes Metamáfico, o pegmatito também indica natureza mista, podendo variar de LCT–NYF a Grupo 1 (metais raros), dependendo da abundância relativa de ETRs/HFSE. Já no Rio das Mortes Metassedimentar, o pegmatito mostra maior heterogeneidade interna: as amostras A07 são transicionais (NYF+LCT; G1–G2), enquanto as A09 tendem a LCT/Grupo 1 devido ao predomínio de Nb, Ta e, localmente, Sn. Por fim, o Batólito Ritápolis apresenta afinidade predominantemente NYF, sendo interpretado como enriquecido em ETRs/HFSE (Grupo 2), em função de sua mineralogia acessória dominada por fosfatos de terras raras e zircão. Segundo os dados obtidos, esses pegmatitos apresentam elevado potencial econômico para Ta, Nb e ETRs, com contribuições locais de Sn e Zn, consolidando a importância metalogenética da província para elementos estratégicos.

Palavras-chave: Classificação de Wise *et al.* (2022); Classificação de Černý & Ercit (2005); Potencial econômico; Caracterização em saprólito; Concentrado de bateia.

ABSTRACT

The results revealed the coexistence of homogeneous and zoned pegmatitic bodies, shaped like pods, preferentially embedded in the main planes of discontinuity of the province, with associated apophyses. In the zoned pegmatites of the Rio das Mortes unit, a border zone composed of biotite, an intermediate zone with metric feldspar crystals (intensely kaolinised) and a core rich in quartz and muscovite, with local presence of beryl, were identified. The mineralogical characterisation obtained from SEM energy dispersive spectroscopy (SEM-EDS) identified a robust assembly of accessory and resistant minerals, including minerals from the columbite-tantalite group (columbite-(Fe) and tantalite-(Fe)), cassiterite, gahnite (Zn spinel), garnets (almandine and spessartine) and rare earth element (REE) phosphates, such as monazite/kularite, xenotime-(Y), xenotime-(Yb) and cheralite, in addition to the identification, with the aid of XRD, of phases related or unrelated to weathering. Intense chemical weathering (kaolinisation) obliterated part of the primary mineralogy, but preserved phases of high chemical stability. In the Cassiterite Orthogneiss, the pegmatite has a transitional character, with the simultaneous association of REE/HFSE minerals (monazite, xenotime and zircon) and Nb–Ta (columbite), being interpreted as NYF+LCT in the model by Černý & Ercit (2005) and G1–G2 in that by Wise *et al.* (2022) model. In the Rio das Mortes Metamorphic, the pegmatite also indicates a mixed nature, ranging from LCT–NYF to Group 1 (rare metals), depending on the relative abundance of ETRs/HFSE. In the Rio das Mortes Metasedimentary, the pegmatite shows greater internal heterogeneity: samples A07 are transitional (NYF+LCT; G1–G2), while A09 tend towards LCT/Group 1 due to the predominance of Nb, Ta and, locally, Sn. Finally, the Ritápolis Batholith shows a predominantly NYF affinity and is interpreted as enriched in ETRs/HFSE (Group 2) due to its accessory mineralogy dominated by rare earth phosphates and zircon. According to the data obtained, these pegmatites have high economic potential for Ta, Nb and ETRs, with local contributions from Sn and Zn, consolidating the metallogenic importance of the province for strategic elements.

Keywords: Classification by Wise *et al.* (2022); Classification by Černý & Ercit (2005); Economic potential; Characterisation in saprolite; Concentrate from sluice boxes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo,	13
Figura 2 - Realização das atividades de campo e coleta de amostras.....	14
Figura 3 - Preparação das amostras para análises de MEV e DRX.....	16
Figura 4 - Mapa de localização geotectônica da área de estudo.....	20
Figura 5 - Mapa litoestrutural simplificado do Cinturão Mineiro	21
Figura 6 - Modelo evolutivo do Cinturão Mineiro durante o Paleoproterozoico	22
Figura 7 - Mapa de articulação dos compartimentos estruturais	25
Figura 8 - Principais tipos anatômicos de pegmatitos.	31
Figura 9 - Mapa litológico da área de estudo	51
Figura 10 - Petrografia do Ortognaisse Cassiterita.....	52
Figura 11 - Petrografia do Ortognaisse Cassiterita.....	53
Figura 12 - Petrografia microscópica das rochas.....	53
Figura 13 - Petrografia do Ortognaisse Cassiterita.....	54
Figura 14 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes.....	55
Figura 15 - Difratoograma de raios X da amostra A04(45).	57
Figura 16 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A04(45).....	58
Figura 17 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A04(45).....	59
Figura 18 - Petrografia da suíte Resende Costa.....	59
Figura 19 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Matamáfica.....	60
Figura 20 - Difratoograma de raios X da amostra A08	61
Figura 21 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A08	62
Figura 22 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A08	63
Figura 23 - Petrografia microscópica das rochas.....	64
Figura 24 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.	65
Figura 25 - Difratoograma de raios X da amostra A02-B	66
Figura 26 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A02-B	66
Figura 27 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.	67
Figura 28 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar..	68
Figura 29 - Petrografia microscópica das rochas.....	68
Figura 30 - Petrografia das rochas unidade Rio das Mortes Metassedimentar.	69
Figura 31 - Petrografia microscópica das rochas.....	69
Figura 32 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.....	70

Figura 33 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.....	71
Figura 34 - Difratoograma de DRX da amostra A07-C	72
Figura 35 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A07-C	73
Figura 36 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.....	74
Figura 37 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A07-B	76
Figura 38 - Difratoograma de DRX da amostra A07-B.	74
Figura 39 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A07-B	76
Figura 40 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.....	77
Figura 41 - Afloramentos das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.	78
Figura 42 - Difratoograma de DRX da amostra A09-B	80
Figura 43 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E.....	80
Figura 44 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E.....	81
Figura 45 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E.....	82
Figura 46 - Difratoograma de DRX da amostra A09-D	83
Figura 47 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D	84
Figura 48 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D	85
Figura 49 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D	85
Figura 50 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D	86
Figura 51 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar.....	87
Figura 52 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes ao Batólito Ritápolis	88
Figura 53 - Afloramento de pegmatito: A) cava de mina abandonada.....	89
Figura 54 - Difratoograma de DRX da amostra A03	90
Figura 55 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A03.	91
Figura 56 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A03	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Principais minerais essenciais e acessórios característicos de.	39
Tabela 2 - Principais minerais primários, característicos dos pegmatitos,	47
Tabela 3 - Fases minerais identificadas na amostra A04(45).....	56
Tabela 4 - Fases minerais identificadas na amostra A08.....	61
Tabela 5 - Fases minerais identificadas na amostra A02-B.....	65
Tabela 6 - Fases minerais identificadas na amostra A07-C.....	71
Tabela 7 - Fases minerais identificadas na amostra A07-B.....	75
Tabela 8 - Fases minerais identificadas na amostra A09-B E A09-E	79
Tabela 9 - Fases minerais identificadas na amostra A09-D	83
Tabela 10 - Fases minerais identificadas na amostra A08.....	89
Tabela 11 - Síntese comparativa das amostras de pegmatitos.....	100

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	11
1.1	APRESENTAÇÃO.....	11
1.2	OBJETIVOS.....	11
1.3	JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA	12
1.4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	12
1.5	METODOLOGIA.....	13
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO	19
2.2	PRINCIPAIS LITOLOGIAS DA ÁREA	23
2.3	ESTRUTURA E TECTÔNICA.....	24
2.4	METAMORFISMO REGIONAL	26
2.5	PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DE SÃO JOÃO DEL REI.....	26
3	CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS, ESTRUTURAIS E GEOQUÍMICAS DE PEGMATITOS	29
3.1	CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS EM CAMPO	29
3.2	TEXTURAS MACROSCÓPICAS DOS PEGMATITOS	36
3.3	MICROSCOPIA DE PEGMATITOS E ENCAIXANTES.....	39
3.4	MINERAIS INDICADORES DE EVOLUÇÃO PEGMATÍTICA	43
3.5	COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO	45
3.6	IMPLICAÇÕES PARA MODELOS EVOLUTIVOS E PROSPECÇÃO	47
3.7	CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS.....	49
4	RESULTADOS	51
4.1	ORTOGNAISSE CASSITERITA.....	52
4.2	RESENDE COSTA	59
4.3	RIO DAS MORTES METAMÁFICO	60
4.4	RIO DAS MORTES METASSEDIMENTAR.....	63
4.5	BATÓLITO RITÁPOLIS.....	86

5	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	93
5.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO E CONTROLE ESTRUTURAL	93
5.2	INTERAÇÃO COM A ENCAIXANTE E METASSOMATISMO	93
5.3	INTEMPERISMO E MOBILIDADE GEOQUÍMICA.....	95
5.4	EVOLUÇÃO PEGMATÍTICA E CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS	96
5.5	POTENCIAL ECONÔMICO (Ta, Nb, Sn, Zn e ETR).....	102
6	CONCLUSÃO.....	105
7	REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	107

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Província Pegmatítica de São João del Rei (PSJR), descrita pela primeira vez por volta de 1940, está localizada na porção sudoeste do estado de Minas Gerais (COELHO, 1942; PEREIRA *et al.*, 2011). Do ponto de vista geotectônico, essa província situa-se no extremo sul do Cráton São Francisco (CSF), inserida em um orógeno paleoproterozoico conhecido como Cinturão Mineiro (CM) (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; ALKMIM, 2004; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001). Este Cinturão apresenta uma evolução geológica complexa, registrada nas rochas arqueanas e paleoproterozoicas que o compõem (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; ÁVILA *et al.*, 2010, 2014; BARBOSA *et al.*, 2019; BARBOSA, 2015).

Historicamente, a região de São João del Rei ganhou notoriedade no cenário nacional em função da extração de espodumênio, cassiterita, columbita-tantalita, sobretudo nas minas hospedadas no Batólito Ritápolis (CIDADE *et al.*, 2020). As mineralizações mais comuns dessa província são de Au, Mn, Sn, Ta e Nb, além da ocorrência de elementos terras raras (ETRs), presentes em minerais acessórios e traços (ALVES *et al.*, 2017; PEREIRA *et al.*, 2011).

O estudo dos pegmatitos, sobretudo a relação com sua encaixante no Cinturão Mineiro, em especial na Unidade Rio das Mortes, na Suíte Resende Costa e no Batólito Ritápolis, é o foco deste trabalho, que, por meio da petrologia, busca contribuir para o entendimento da relação entre o contexto geológico e a mineralização da província (ALVES *et al.*, 2017; CIDADE *et al.*, 2020; SOUSA *et al.*, 2023). A classificação LCT (Lítio-Césio-Tântalo) desses pegmatitos e a presença de Sn, Nb, Ta e Li são discutidas na literatura (ALVES *et al.*, 2017; SOUSA *et al.*, 2023). Desse modo a caracterização mineralógica e textural, bem como a análise estrutural realizada neste trabalho, busca contribuir para o entendimento da relação intrusiva-encaixante, associada ao potencial mineral da província.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é caracterizar os pegmatitos e as rochas hospedeiras associadas ao Ortognaisse Cassiterita, à Suíte Resende Costa, às rochas metamáficas e metassedimentares da sequência Rio das Mortes e ao Batólito Ritápolis, com foco na classificação e na compreensão das relações com as rochas encaixantes, além de avaliar o potencial mineral desses corpos.

1.2.2 Objetivo Específico

Os objetivos específicos são:

- Descrever e caracterizar, *in situ*, os corpos pegmatíticos e suas encaixantes, registrando as características estruturais, texturais e mineralógicas.
- Identificar e caracterizar a mineralogia essencial e acessória associada às rochas e os saprólitos.
- Relacionar e discutir os dados coletados com os dados da literatura, visando entender o contexto geológico regional, avaliar o potencial perspectivo da região e classificar os corpos pegmatíticos.

1.3 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

A Província Pegmatítica de São João del Rei apresenta pelo menos três gerações de pegmatitos e segundo a literatura os principais pegmatitos dessa província são classificados como LCT. Entretanto, há um reduzido número de estudos científicos sobre a Província Pegmatítica de São João del Rei, especialmente quando comparada a outras províncias (*e.g.*, Província Pegmatítica Oriental do Brasil). Ainda, segundo McCauley & Bradley (2014), do Paleoproterozoico ao Neoarqueano, formaram-se as rochas ígneas com grande potencial para ocorrência de pegmatitos enriquecidos em Ta e Sn, além do Li.

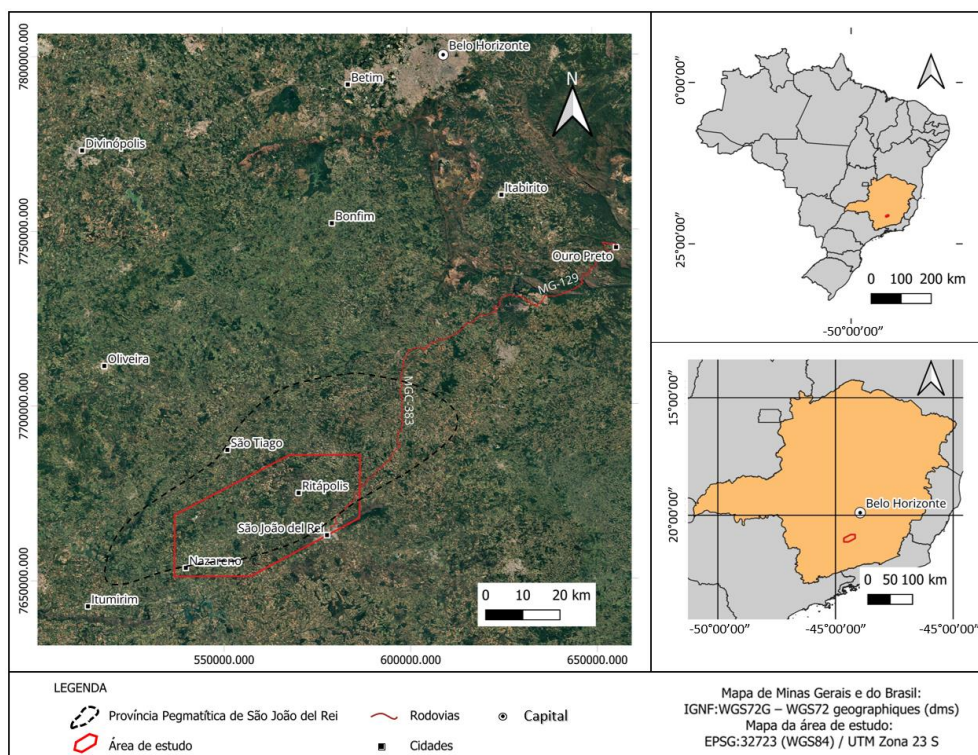
Sendo PPSJR uma província situada em um contexto de um orógeno paleoproterozoico, o que essas rochas podem dizer sobre o potencial mineral, qual seria sua classificação mais moderna (segundo a nova classificação de Wise; Muller; Simmons (2022)), qual é a relação de intrusão com sua encaixante, seria esta mais uma ocorrência que corrobora com a previsão de McCauley & Bradley (2014)?. Neste contexto a caracterização textural, estrutural e mineralógica mostra-se fundamental para o entendimento dessa província. Esses estudos permitem documentar colocação, a classificação e potencial para ETRs, Ta, Nb e Zn, considerados elementos estratégicos. Dessa forma, esta pesquisa contribui significativamente para a compreensão geológica regional, para o mapeamento de recursos minerais e para o aprimoramento da base científica da região, em especial da área de estudo.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo localiza-se nas imediações dos municípios de Nazareno, São Tiago e Ritópolis, situando-se na porção oeste da Província Pegmatítica de São João del Rei. Essa

província ocorre na região centro-sul do estado de Minas Gerais e insere-se no contexto geológico do Cinturão Mineiro (FIG. 1). A área compreende as folhas de São João del Rei (SF.23-X-C-II-1) e Nazareno (SF.23-X-C-I.2), ambas elaboradas pelo Serviço Geológico do Brasil (SBG, antiga CPRM), em 2019, na escala 1:50.000.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, com as principais vias de acesso. Província Pegmatítica de São João del Rei.



Fonte: Elaborado pelo autor e modificado de Barbosa *et al.* (2015).

O município de São João del Rei foi escolhido como base para a logística durante a realização das atividades de campo. O acesso a esse município é feito por vias terrestres, por meio de rodovias federais e estaduais. Partindo de Ouro Preto, sede do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP), é feito pela rodovia MG-129 até o distrito de Lobo Leito, no município de Congonhas (FIG. 1). A partir desse ponto, segue-se pelo curto trecho da Rodovia Presidente Juscelino Kubitschek (BR-040) até a Saída 618 A, que dá acesso à rodovia MGC-383, passando por São Brás do Suaçuí, Entre Rios de Minas e Lagoa Dourada, até alcançar São João del Rei (FIG. 1).

1.5 METODOLOGIA

A pesquisa foi desenvolvida em três etapas principais: revisão bibliográfica, trabalho de campo e análise laboratorial.

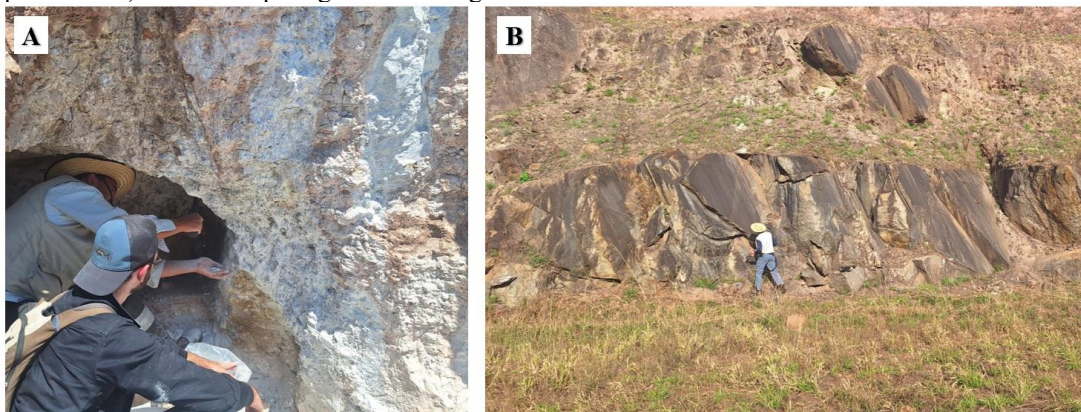
1.5.1 Revisão Bibliográfica

Durante a etapa de levantamento bibliográfico, foram consultados artigos científicos, relatórios técnicos e teses relacionadas à Província Pegmatítica de São João del Rei, ao contexto geológico em que se insere, à sua metalogênese e metodologias de preparação de amostra. Além desses, realizou-se levantamento de informações em mapas para auxiliar na delimitação da área foco do estudo. Para a elaboração do estado da arte, priorizaram-se artigos e livros que abordam a caracterização dos pegmatitos e suas encaixantes, com ênfase para as relações texturais, arcabouço estrutural e na assembleia mineral, bem como no contexto tectono-metamórfico associado aos corpos pegmatíticos.

1.5.2 Trabalho de Campo

Durante a etapa de campo, realizou-se o reconhecimento geológico e a descrição estrutural dos corpos pegmatíticos e de suas respectivas rochas encaixantes, com o objetivo de identificar estruturas de deformação em escala mega e macroscópica, além de caracterizar as texturas relacionadas à colocação e assimilação desses corpos. Nessa fase, procedeu-se a coleta de amostras representativas, da rocha e do saprólito, para análises petrografias e mineralógicas posteriores, com microscópio, MEV e DRX. Todas as amostras coletadas foram devidamente georreferenciadas e orientadas com o intuito de possibilitar a inferência das condições tectono-metamórficas das ocorrências minerais, em associação com as texturas observadas em campo (FIG. 2).

Figura 2 - Realização das atividades de campo e coleta de amostras. A) Coleta do pegmatito intensamente intemperizado. B) Análise da petrografia do Ortognaisse Cassiterita.



Fonte: Autoria própria.

As amostras representativas de rocha e/ou saprólito foram coletadas em afloramentos e transportadas em sacos plásticos. Para as amostras de rocha, coletaram-se de quatro a seis

fragmentos com dimensões aproximadas às de um punho. Já para o saprólito, foram coletados cerca de 5 kg de material intemperizado. Em ambos os casos, buscou-se obter uma amostra de cada litotipo ou material distinto, com o intuito de abranger todas as variações possíveis de cada unidade.

1.5.3 Preparação de Amostras

A preparação de amostras foi conduzida nos laboratórios de petrografia macroscópica, preparação de amostras, tratamento de minérios e laminação, visando a confecção de lâminas delgadas, separação de grãos para análises de MEV-EDS e alíquotas para análises por DRX.

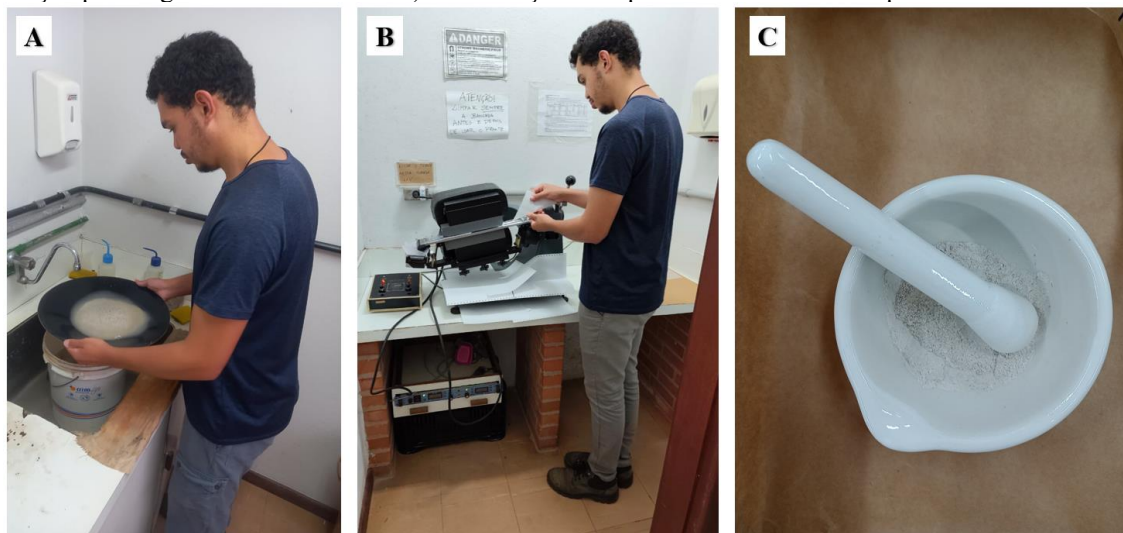
As amostras de rocha coletadas foram reduzidas ao tamanho aproximado de um punho e, posteriormente, selecionadas para a confecção de lâminas petrográficas, com base na dificuldade de caracterização macroscópica, no grau de complexidade e na relevância textural. As amostras selecionadas foram seccionadas e preparadas como lâminas delgadas polidas. As regiões de interesse foram previamente demarcadas, considerando-se os objetivos específicos da pesquisa. Para amostras friáveis, altamente porosas ou alteradas, foi necessária a realização de impregnação em câmara apropriada, a fim de viabilizar os processos de corte, desbaste e polimento. O preparo seguiu as etapas de corte, desbaste grosso, desbaste fino e polimento. Após a confecção, as lâminas foram devidamente armazenadas e organizadas, acompanhadas de etiquetas de identificação e respectivas fichas de campo.

Já as amostras de saprólito foram coletadas e transportadas em sacos plásticos contendo por volta de 5 kg. Tais amostras foram homogeneizadas e quarteadas com auxílio de um divisor rotativo tipo carrossel. Após o quarteamento, a amostra foi dividida em duas alíquotas, de modo que uma das alíquotas foi arquivada, enquanto a outra foi classificada com auxílio de uma peneira de 2 mm de abertura. O material retido foi analisado macroscopicamente, à medida que o passante foi pesado e seguiu para as próximas etapas. A fração menor que 2 mm foi destinada à realização do bateamento e pulverização.

No bateamento, realizou-se a concentração dos minerais pesados com auxílio de uma bateia. O material concentrado foi seco em estufa e posteriormente levado à separação via ímã de neodímio e pelo equipamento FRANTZ, nas frações 0,2 A, 0,4 A, 0,8 A, 1,0 A, 1,2 A, 1,5 A e não magnético a 1,5 A, cuja a configuração é de *slop* 5° e *tilt* 5°. Após a separação das alíquotas, os minerais pesados foram concentrados nas frações magnéticas e de baixa amperagem, enquanto que a fração definitivamente não magnética concentrou-se apenas o quartzo, dispensando a necessidade de utilização de bromofórmio.

A pulverização realizou-se com auxílio de um almofariz e pistilo, ambos de porcelana. Realizou-se a pulverização das amostras até atingirem a granulometria de aproximadamente 0,15 mm, granulometria ideal para realização da análise de DRX (FIG.3).

Figura 3 - Preparação das amostras para análises de MEV e DRX. A) Lavagem e bateamento do saprólito. B) Separação paramagnética no FRANTZ. C) Pulverização do saprólito com almofariz e pistilo.



Fonte: Autoria própria.

Os minerais pesados foram transferidos para uma placa de petri e catados com auxílio de uma lupa de bancada, agulhas e espinho de coco (para catar as frações magnéticas). Tais minerais catados foram colocados em uma fita de carbono dupla face, colada em cima de uma fita de alumínio presa a uma placa de acrílico. Após a catação, os minerais foram metalizadas com carbono, com o objetivo de aumentar sua condutividade e, consequentemente, melhorar a qualidade das imagens obtidas no MEV.

1.5.4 Análises Petrográficas

A análise petrográfica foi dividida em etapas macroscópica e microscópica. A análise macroscópica foi realizada com o auxílio de uma lupa de aumento de 10x, tanto em campo quanto no laboratório de petrografia, utilizando amostras coletadas. Nessa etapa, foi feita a descrição mineralógica e textural das amostras. A análise microscópica, por sua vez, foi conduzida em lâminas delgadas polidas, utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida. Nessa etapa, foram realizadas a descrição mineralógica (com ênfase na identificação de minerais indicadores de evolução pegmatítica), a caracterização textural e o estudo das relações intragranulares, a identificação de microestruturas de deformação, bem como o reconhecimento de evidências de crescimento tardio e processos de alteração.

1.5.5 Análises MEV

Na microscopia eletrônica de varredura, realizou-se um imageamento superficial das amostras por meio da aceleração de elétrons em voltagem na ordem de 5 a 20 kV, que, ao incidir nas amostras, interagiram e geraram vários sinais que foram varridos ao longo das mesmas, produzindo imagens superficiais dos minerais e esboçando a morfologia dos grãos. Ainda com auxílio do sistema de espectroscopia por dispersão de energia (EDS), realizou-se a determinação semiquantitativa da composição das amostras, por meio da emissão de raios X característicos. Foram gerados perfis e mapas químicos, os quais possibilitaram a observação da composição elementar. Além disso, foram geradas imagens BSE (imagens de MEV obtidas com detectores de elétrons retroespalhados – *Backscattered Electrons*, BSE) para observar a morfologia dos grãos durante a caracterização.

1.5.6 Análises DRX

A difratometria de raios X permitiu a identificação das fases minerais presentes nas rochas fortemente intemperizadas. Nessa técnica, a interação das ondas de raios X com elétrons que giram ao redor dos núcleos atômicos dos materiais presentes nas amostras promove o espalhamento dessas ondas. Quando essa interferência tem caráter construtivo, ocorre a difração dos raios X. Em suma, a difração tem forte correlação com a periodicidade. Desse modo, a difratometria de raios X, com base no arranjo ordenado das estruturas atômicas das fases minerais presentes, gerou gráficos (difratogramas) que ajudaram na caracterização mineralógica.

As análises por difração de raios X (DRX) foram realizadas com radiação $\text{CuK}\alpha$, e os difratogramas foram interpretados utilizando o software *HighScore Plus*. Para cada amostra, os difratogramas foram apresentados com o eixo X em posição 2θ ($^\circ$) e o eixo Y em intensidade (*counts*), sendo exibidos em escala linear e em escala logarítmica, com o objetivo de otimizar a visualização tanto dos picos de maior intensidade quanto daqueles de baixa intensidade.

A identificação das fases minerais foi realizada por comparação dos picos experimentais com padrões cristalográficos disponíveis na base de dados do software. A estimativa da proporção em massa das fases minerais foi obtida diretamente a partir do relatório “*Quantitative Results*” gerado automaticamente pelo *HighScore Plus*, sem aplicação de refinamento estrutural pelo método de *Rietveld*.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

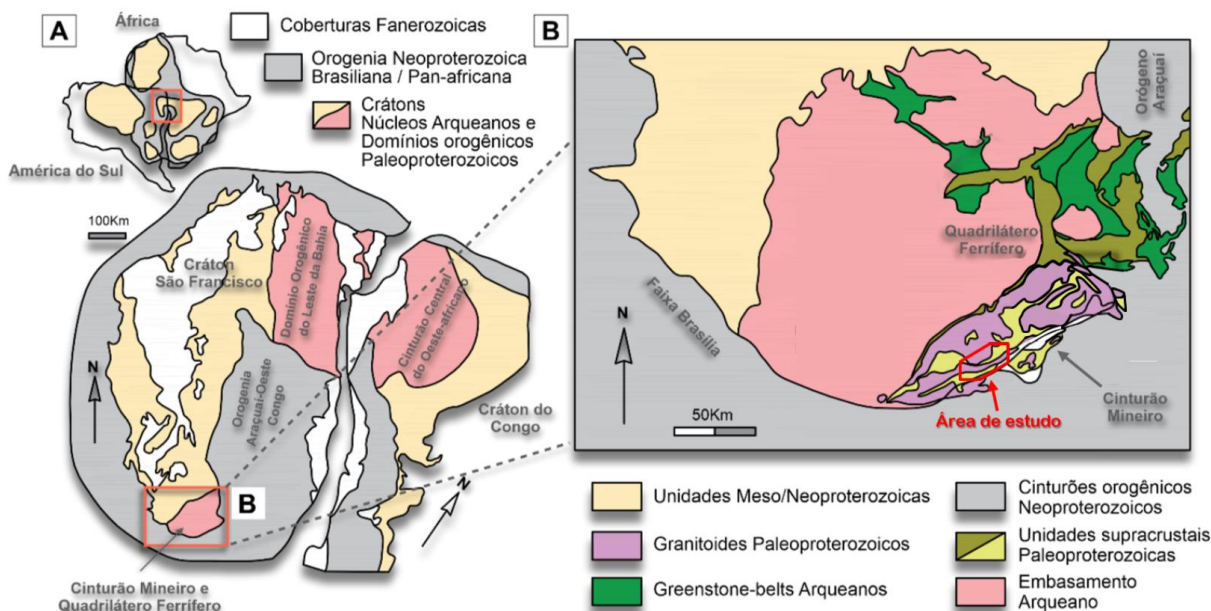
Os pegmatitos da Província Pegmatítica de São João del Rei estão inseridos no contexto geológico do Cinturão Mineiro, que representa um terreno situado na porção meridional do Cráton São Francisco (CSF). Esta região se destaca por sua diversidade litológica, estruturação complexa e expressivo potencial mineral. O objetivo desta seção é apresentar, com base em fontes bibliográficas e mapas geológicos oficiais, a geologia regional da área de estudo, contextualizando os pegmatitos da Província Pegmatítica de São João del Rei em relação a tectônica, litologias, estruturas e potencial mineral.

2.1.1 Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco é um terreno relict do paleocontinente Atlântica que, durante a tafrogênese estateriana, sofreu a instalação de riftes intracontinentais, promovendo, assim, a deposição das sequências basais do Supergrupo Espinhaço e de unidades congêneres (ALKMIM, 2004; ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; ALMEIDA, 1967, 1969; CORDANI, 1973; CORDANI; MELCHER; ALMEIDA, 1968; HEILBRON; CORDANI; ALKMIM, 2017; TEIXEIRA; OLIVEIRA; MARQUES, 2017). Nesse período, os crátons São Francisco e Congo formavam uma única peça, posteriormente integrando o paleocontinente Rodínia (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; HEILBRON; CORDANI; ALKMIM, 2017). Durante o Neoproterozoico, ocorreu o reencontro dos principais crátons (*e.g.*, Amazônico, São Francisco, Rio de La Plata) originando o paleocontinente Gondwana e formando cinturões orogênicos brasileiros que circundam a porção ocidental do paleocrátón São Francisco-Congo (FIG. 4A). Com a fragmentação do Gondwana no Crétáceo, o paleocrátón se separa, gerando os crátons São Francisco e Congo, atual configuração conforme apresenta a FIG. 4A (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; TEIXEIRA; OLIVEIRA; MARQUES, 2017).

Dessa forma, o CSF é um terreno que não foi envolvido na Orogenia Brasileira durante o Neoproterozoico. É composto por rochas arqueanas e paleoproterozoicas, e encontra-se circundado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (FIG. 4B) que vergem para seu interior (*e.g.*, Araçuaí (a leste), Brasília (a oeste e ao sul), Rio Preto (a noroeste); Alkmim, 2004). Além disso, cinturões orogênicos paleoproterozoicos ocorrem no interior do CSF e registram importantes eventos da evolução do cráton, como é o caso do Cinturão Mineiro, região foco de estudo nesta monografia (FIG. 4B). Ainda o interior cratônico possui coberturas proterozoicas que quando deformadas, compõem, em geral cinturões de deformação do tipo *thin-skinned* (ALKMIM; MARTINS-NETO, 2001; HEILBRON; CORDANI; ALKMIM, 2017).

Figura 4 - Mapa de localização geotectônica da área de estudo. A) Esquema de reconstrução paleogeográfica evidenciando os crátons do São Francisco e do Congo, com destaque para as principais exposições geológicas, como núcleos arqueanos e zonas orogênicas paleoproterozoicas. B) Detalhamento da localização do Cinturão Mineiro (CM) e do Quadrilátero Ferrífero (QF), com ênfase na área demarcada em vermelho, correspondente à região de afloramento das rochas investigadas neste estudo.



Fonte: Adaptado de Alkmim; Martins-Neto, (2012); Barbosa *et al.* (2015) e Lacerda *et al.* (2021).

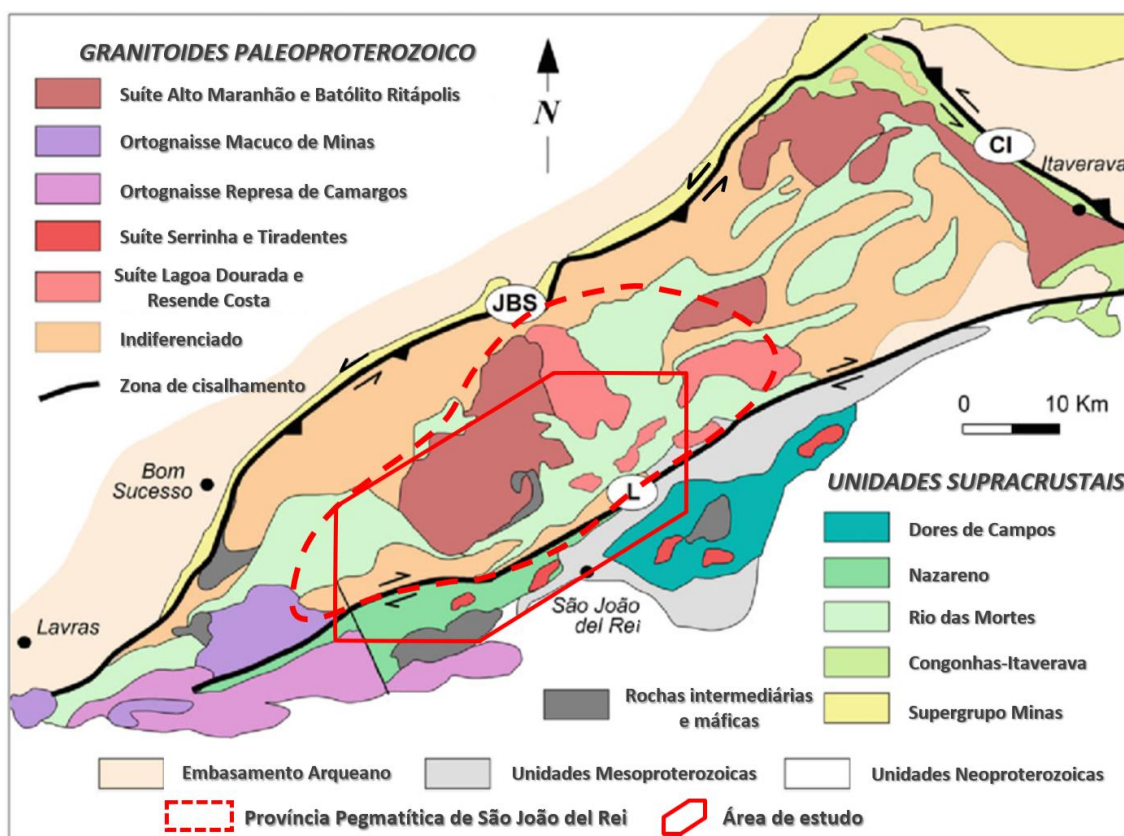
2.1.2 O Cinturão Mineiro

O Cinturão Mineiro é definido como um extenso segmento localizado na porção sul do Cráton São Francisco e a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017). Trata-se de um segmento de orientação aproximadamente nordeste (NE), delimitado pelas zonas de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso (a noroeste), Congonhas-Itaverava (a nordeste), e Lenheiros-Jacutinga (a sudeste) (FIG. 5) (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017).

Este terreno formou-se a partir da contribuição litológica de *greenstone belts*, inicialmente descritos como Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), e da posterior evolução de uma bacia continental de margem passiva representada pelo Supergrupo Minas (SGM), instalada na borda do paleocontinente São Francisco (ALKMIM, 2004; BARBOSA, 2015). Essa bacia foi posteriormente afetada por colagem tectônica, isto é, aglutinação dos terrenos arqueanos e paleoproterozoicos (ALKMIM, 2004; ÁVILA *et al.*, 2010).

Esse processo promoveu a junção de arcos magmáticos (*e.g.*, Ritápolis e Serrinha), de uma microplaca (Complexo Mantiqueira) e do próprio CSF, englobando, sobretudo, as sequências pré-cambrianas depositadas na borda deste paleocontinente (ÁVILA *et al.*, 2010).

Figura 5 - Mapa litoestructural simplificado do Cinturão Mineiro contemplando as zonas de cisalhamento Congonhas-Itaverava (CI), Lenheiros-Jacutinga (L) e Jeceaba-Bom Sucesso (JBS).



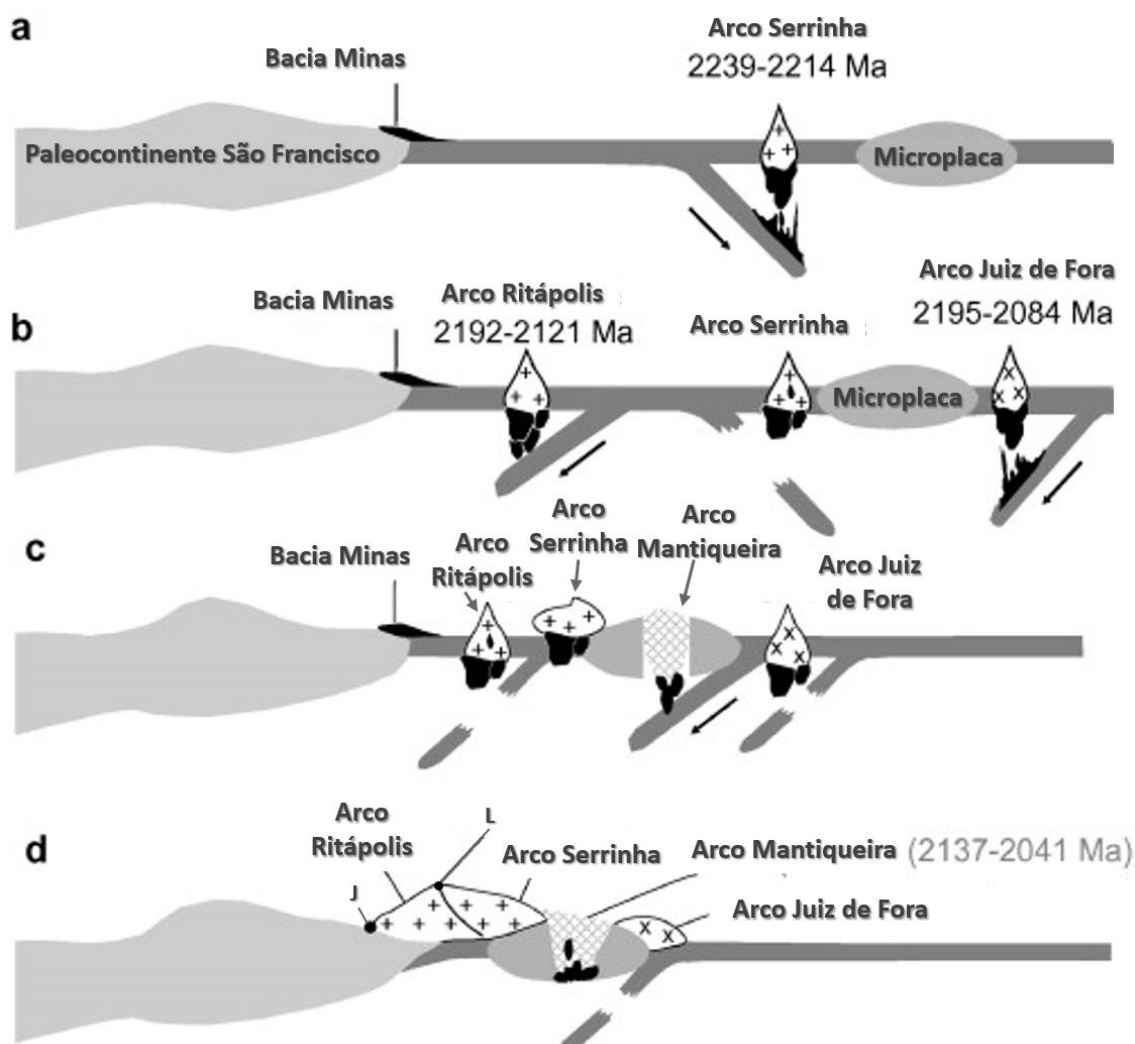
Fonte: Adaptado de Alkmim; Teixeira (2017).

Desse modo, os arcos magmático Ritápolis e Serrinha são separados pela zona de cisalhamento Lenheiros-Jacutinga e se encontram posicionados entre as supracrustais, conforme estabelecido no modelo de Ávila *et al.* (2010), que caracteriza o CM como um orógeno acrescionário paleoproterozoico (FIG. 6).

As sequências supracrustais paleoproterozoicas, *greenstone belts*, que compõem o CM inicialmente referidos como Supergrupo Rio Das Velhas e/ou *Greenstone Belt* Barbacena, são atualmente faixas metavulcanossedimentares divididas informalmente em quatro unidades: Congonhas-Itaverava, Rio das Mortes, Nazareno e Dores de Campos (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017). Além dessas unidades, o CM registra ainda uma bacia de margem passiva representada pelo Supergrupo Minas (FIG. 6) (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; ÁVILA *et al.*, 2010).

Os granitoides paleoproterozoicos associados à região incluem, principalmente, as suítes Lagoa Dourada, Resende Costa, Serrinha, Tiradentes e Alto Maranhão, bem como o Batólito Ritápolis e os ortognaisses Macuco de Minas e Represa de Camargos (Barbosa, 2015; Teixeira *et al.*, 2014).

Figura 6 - Modelo evolutivo do Cinturão Mineiro durante o Paleoproterozoico, ilustrando a formação dos arcos magmáticos de Serrinha e Ritápolis, bem como dos arcos Juiz de Fora e Mantiqueira, além dos lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso (J) e Lenheiro (L). As etapas de A a D representam a sequência evolutiva do cinturão.



Fonte: Adaptado de Ávila *et al.* (2010).

As suítes paleoproterozoicas que compõem o CM possuem assinatura geoquímica do tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito), cuja gênese está relacionada a anatexia de crosta oceânica subductada. A ampla diversidade de rochas presente nessa região reforça que diferentes segmentos de arco de ilhas e relictos crustais neoarqueanos contribuíram ao *melting* dessas suítes (CAMPOS; CARNEIRO, 2008). Por fim, o colapso orogênico, promoveu o magmatismo félsico no batólito Ritápolis durante o Riáciano, que deu origem aos pegmatitos

que compõem a Província Pegmatítica de São João del Rei (ÁVILA *et al.*, 2010; SOUSA *et al.*, 2023).

2.2 PRINCIPAIS LITOLOGIAS DA ÁREA

O Cinturão Mineiro apresenta um arcabouço formado por embasamento arqueano, rochas ígneas e unidades metavulcanossedimentares paleoproterozoicas (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017). O embasamento, aflorante ao norte, inclui os complexos Bom Fim, Passa Tempo e Campo Belo, compostos por granulitos, charnockitos, gnaisses migmatíticos, tonalitos, granitos, anortositos e gabros (GOMES *et al.*, 2010; TEIXEIRA; ÁVILA; NUNES, 2008). Estudos isotópicos indicam contribuição crustal arqueana relacionada à evolução da bacia do Supergrupo Minas (CARNEIRO, 1992; TEIXEIRA *et al.*, 1996; TEIXEIRA; ÁVILA; NUNES, 2008).

As rochas ígneas paleoproterozoicas estão agrupadas em suítes e batólitos intrusivos gerados durante episódios de subducção e *underplating* no Sideriano–Riáciano (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017). A Suíte Lagoa Dourada é formada por tonalitos e trondhjemitos com enclaves máficos, alto teor de Ca e anomalia positiva de Eu, datada entre 2.350–2.330 Ma (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017). Já a Suíte Resende Costa contém TTGs, ortognaisses e anfibolitos, com geoquímica compatível com ambiente de arco de ilha, e idades entre 2.351–2.317 Ma (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; TEIXEIRA *et al.*, 2015).

As Suítes Serrinha e Tiradentes são compostas por quartzo-dioritos, granodioritos, andesitos, dacitos e tonalitos com assinatura de arco magmático juvenil, e idades de cristalização entre 2.227–2.204 Ma (ÁVILA *et al.*, 2014). A Suíte Alto Maranhão inclui tonalitos sanukitoides e adakitos com estruturas *mingling* e valores geoquímicos sugerindo origem predominantemente juvenil (Moreira *et al.*, 2020; Seixas *et al.*, 2013).

O Batólito Ritápolis, intrusivo na porção central-sudoeste, é formado por tonalitos, granitos e leucogranitos, com xenólitos de supracrustais e feições pegmatíticas, indicando mistura de fontes crustais antigas e juvenis. Possui idade SHRIMP de 2.123 ± 33 Ma (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; BARBOSA, 2015; TEIXEIRA *et al.*, 2014).

Entre as unidades supracrustais, destacam-se as sequências Congonhas-Itaverava, composta por metavulcânicas máficas, *black shales* e formações ferríferas bandadas (BIFs), e a sequência Rio das Mortes, rica em quartzitos, filitos, anfibolitos e gonditos, interpretada como sendo o fundo oceânico paleoproterozoico (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; ÁVILA *et al.*, 2012; BARBOSA, 2015; TEIXEIRA *et al.*, 2012).

A unidade Nazareno inclui rochas ultramáficas, serpentinitos e quartzitos, com assinatura MORB e idades U-Pb entre 2.276 – 2.223 Ma, associadas a ambiente de assoalho oceânico (ÁVILA *et al.*, 2012; TEIXEIRA *et al.*, 2012; TOLEDO, 2002). Por fim, a unidade Dores de Campos, ao sul da Zona de Cisalhamento Lenheiro, contém anfíbolitos, quartzitos e ultramáficas com geoquímica compatível com basaltos andesíticos, associada ao arco Serrinha (ÁVILA *et al.*, 2014),

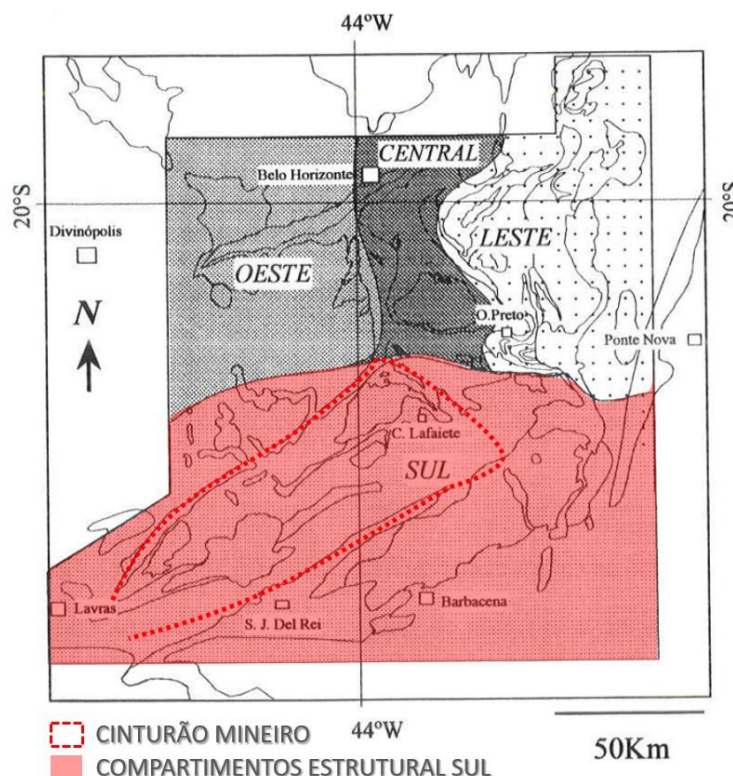
2.3 ESTRUTURA E TECTÔNICA

O arcabouço estrutural do Cinturão Mineiro é marcado por grandes lineamentos paleoproterozoicos, notadamente os lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso e Congonhas-Itaverava, os quais são interpretados como zonas de sutura que separam terrenos arqueanos de terrenos paleoproterozoicos (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; TOLEDO, 2002). Além disso, ao sul do CM, a Zona de Cisalhamento Lenheiros-Jacutinga separa corpos interpretados como antigos arcos magmáticos (arcos Ritápolis e Serrinha) (ÁVILA *et al.*, 2010; MOREIRA *et al.*, 2018; TOLEDO, 2002).

O lineamento Jeceaba-Bom Sucesso corresponde a uma zona de cisalhamento sinistral com direção NE-SW, evidenciado por um forte contraste geomorfológico entre as rochas do Supergrupo Minas e o embasamento arqueano dos complexos Passa Tempo, Bonfim e Campo Belo (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; BORGES, 2017). Por sua vez, o lineamento Congonhas-Itaverava é uma zona de cisalhamento com direção NW-SE, também de caráter sinistral (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; ENDO, 1997). A Zona de cisalhamento Lenheiros-Jacutinga, paralela ao Lineamento Congonhas-Itaverava, é caracterizada por cinemática dextral (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; BENEDITO, 2020; ENDO, 1997; TOLEDO, 2002).

Conforme proposto por Endo (1997), a região do Quadrilátero Ferrífero e suas adjacências pode ser subdividida em quatro compartimentos estruturais: central, sul, leste e oeste. O Cinturão Mineiro está inserido no compartimento sul (FIG. 7), o qual se distingue dos demais por apresentar foliação milonítica e/ou gnáissica em alto ângulo (ENDO, 1997).

Figura 7 - Mapa de articulação dos compartimentos estruturais do Quadrilátero Ferrífero e regiões adjacentes: 1- Compartimento Sul; 2- Compartimento Oeste; 3- Compartimento Central; 4- Compartimento Leste.



Fonte: Adaptado de Endo (1997) .

As estruturas dessa porção possuem orientação preferencial NE-SW e evidenciam uma componente de cisalhamento direcional sinistral (ENDO, 1997). Na porção norte desse compartimento, ocorre o Sinclinal Bom Sucesso, associado ao lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, cujo eixo coincide com a serra homônima (BORGES, 2017; ENDO, 1997). Essa região é marcada por, pelo menos, duas fases de deformação, denominadas D_1 e D_2 , responsáveis, respectivamente, pela nucleação da foliação S_1 e pelo seu dobramento, com o consequente desenvolvimento da foliação S_2 , ambas relacionadas à colisão final dos terrenos durante a orogenia paleoproterozoica (BORGES, 2017).

A Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava apresenta feições de deformação dúctil a dúctil-rúptil, caracterizadas por planos de cisalhamento de alto ângulo (ENDO, 1997). A colocação do Batólito Alto Maranhão está diretamente relacionada a esse contexto tectônico, tendo ocorrido sob regime compressional controlado por cisalhamento simples dextral ao longo da zona de cisalhamento (ENDO, 1997; NAHAS *et al.*, 2023). Esse controle estrutural determinou a geometria do corpo intrusivo, cuja configuração em planta é semelhante a um bumerangue (ENDO, 1997; NAHAS *et al.*, 2023).

Alguns corpos graníticos presentes no Cinturão Mineiro exibem geometria elíptica em planta, com direção preferencial NE-SW, a exemplo do plúton Ritápolis (ENDO, 1997). Nesse plúton a foliação é pouco desenvolvida. Internamente a esses corpos, os pegmatitos mostram-se pouco deformados, embora em suas bordas sejam visíveis feições associadas aos mecanismos que controlaram sua colocação (ENDO, 1997). Tais feições correspondem a reflexos discretos da foliação da encaixante, gerados por movimentos com componente normal e se manifestando como estruturas do tipo *tension gash* (ENDO, 1997). Além disso, observam-se corpos pegmatíticos intrudidos paralelamente à foliação milonítica, caracterizando veios trativos do tipo *gash vein* (ENDO, 1997).

2.4 METAMORFISMO REGIONAL

O Cinturão Mineiro apresenta registro de três eventos metamórficos distintos. O primeiro evento (2250–2190 Ma) corresponde ao metamorfismo de grau médio, sob condições de fácies anfibolito (ÁVILA *et al.*, 2010; ÁVILA; CHERMAN; VALENÇA, 2008). O segundo evento (2131–2100 Ma) atingiu condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo e está relacionado ao estágio colisional entre arcos plutônicos paleoproterozoicos e o paleocontinente São Francisco (ÁVILA *et al.*, 2010; MOREIRA *et al.*, 2018). Ambos eventos supracitados são registrados nas rochas dos *greenstones belts* Nazareno e Rio da Mortes (ÁVILA *et al.*, 2010). Já o terceiro evento (2059–2030 Ma), atingiu fácies anfibolito e representa o colapso orogênico seguido do resfriamento gradual, o qual se manifesta como um magmatismo félsico no batólito Ritápolis, originando aos pegmatitos que compõem a Província Pegmatítica de São João del Rei (ÁVILA *et al.*, 2010; MACHADO *et al.*, 1996; MOREIRA *et al.*, 2018; NOCE *et al.*, 2000; SOUSA *et al.*, 2023).

2.5 PROVÍNCIA PEGMATÍTICA DE SÃO JOÃO DEL REI

2.5.1 Histórico das Pesquisas

A Província Pegmatítica de São João del Rei descrita pela primeira vez por volta de 1940, no contexto da Segunda Guerra Mundial (Pereira *et al.*, 2011). Um dos primeiros registros sobre o potencial mineral da região foi publicado por Coelho (1942), que anunciou a ocorrência de cassiterita em São João del Rei (PEREIRA *et al.*, 2011). Desde então, houve intensa exploração de cassiterita e columbita-tantalita na área (Pereira *et al.*, 2011). De acordo com Pereira *et al.* (2011), diversos estudos vêm sendo realizados desde então com o objetivo de aprofundar o conhecimento sobre essas ocorrências minerais.

Em 1964, Heinrich classificou os pegmatitos em pré-tectônicos e pós-tectônicos e observou que apenas os pegmatitos mais recentes, pós-tectônicos, eram mineralizados em espodumênio (HEINRICH, 1964). No final da década de 1990, Lagache e Quéméneur estudaram os granitos pegmatíticos da região de Volta Grande, identificando um enriquecimento em elementos incompatíveis, como Rb, Cs e Li, nas zonas internas e auréolas metassomáticas enriquecidas, estas últimas contendo ETRs (LAGACHE; QUÉMÉNEUR, 1997).

Análises sofisticadas permitiram sugerir ao menos dois estágios distintos de formação: um estágio hidrotermal, além do já reconhecido estágio magmático (PEREIRA; ÁVILA; NEUMANN, 2004). Em 2011, foi relatada uma estreita relação entre os *stockscheiders* quartzo-moscovíticos e outros corpos adjacentes, todos relacionados ao granitoide Ritápolis (PEREIRA *et al.*, 2011). Posteriormente, Alves *et al.* (2017) demonstraram que, embora os corpos pegmatíticos da Mina de Volta Grande sejam empobrecidos em ETRs, esses elementos estão presentes em fases acessórias e minerais traço.

Por fim, Sousa *et al.* (2023) dataram o episódio de plutonismo mais jovem reconhecido no Cinturão Mineiro em 2.022 ± 17 Ma, com base em cristais de monazita. Esse evento representa uma nova fase de cristalização de pegmatitos enriquecidos em ETRs na Província Pegmatítica de São João del Rei.

2.5.2 Contexto Geológico e Ocorrência de Pegmatitos

A ocorrência de pegmatitos no Cinturão Mineiro está associada principalmente à Suíte Serrinha, ao Ortognaisse Resende Costa e aos batólitos Ritápolis e Cassiterita, além das supracrustais adjacentes que constituem suas rochas encaixantes (ÁVILA *et al.*, 2010, 2014; CIDADE *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2011; SOUSA *et al.*, 2021). As rochas supracitadas estão inseridas no contexto da Província Pegmatítica de São João del Rei, localizada nas imediações dos municípios de Nazareno, Cassiterita e São João del Rei (ALKMIM; TEIXEIRA, 2017; CIDADE *et al.*, 2020; FAULSTICH *et al.*, 2016).

2.5.3 Gerações de Pegmatitos e Idades

A geração dos pegmatitos nessa província está relacionada a, pelo menos, três eventos distintos, associados aos protólitos dos ortognaisses Cassiterita e Resende Costa e do metagranitoide Ritápolis (CIDADE *et al.*, 2020; FAULSTICH *et al.*, 2016).

Os pegmatitos que ocorrem no ortognaisse Cassiterita, em geral, não são mineralizados em cassiterita, gahnita, minerais do grupo do pirocloro (como bismutita e galena), minerais do

subgrupo da columbita, do supergrupo dos anfibólios e do grupo da apatita (CIDADE *et al.*, 2020; FAULSTICH *et al.*, 2016). Essa geração apresenta idade de cristalização U-Pb (LA-ICP-MS) de 2.489 ± 10 Ma (BARBOSA *et al.*, 2019; CIDADE *et al.*, 2020; FAULSTICH *et al.*, 2016).

Nos pegmatitos intrusivos no ortognaisse Resende Costa, a cassiterita ocorre normalmente em associação ao intercrescimento de fases de Nb-Ta-Ti (FAULSTICH *et al.*, 2016). A idade de cristalização Pb-Pb da geração está em torno de 2.207 ± 13 Ma (CIDADE *et al.*, 2020; DINIZ-PINTO; TODT; HOFMEISTER, 2004; FAULSTICH *et al.*, 2016).

Já os pegmatitos que cortam filitos e anfibolitos da sequência vulcano-sedimentar Rio das Mortes, o metadiorito Brumado e o metagranitoide Ritápolis, são mineralizados em cassiterita, gahnita e minerais do subgrupo da columbita, e a idade dessa geração de pegmatitos varia entre 2.129 ± 33 e 2.121 ± 9 Ma (BARBOSA *et al.*, 2019; CIDADE *et al.*, 2020; FAULSTICH *et al.*, 2016).

Além dessas gerações, Sousa *et al.* (2023) propõem uma nova fase de formação de pegmatitos, registrada em torno de 2.022 ± 17 Ma, caracterizada por pegmatitos enriquecidos em elementos terras raras.

2.5.4 Mineralizações Associadas

A Província Pegmatítica de São João del Rei possui grande relevância econômica em nível nacional, devido à presença de corpos pegmatíticos mineralizados em Sn-Nb-Ta-Li (SANTOS; NEUMANN; SILVA, 2021). Dentre as lavras historicamente mais importantes, destacam-se Volta Grande e Minas Brasil (em Nazareno), Lavra da Barra (em Conceição da Barra de Minas), Paiol (em Ritápolis) e Cascalho Preto (em Coronel Xavier Chaves) (FAULSTICH *et al.*, 2016; PEREIRA *et al.*, 2011). Entre essas, sobressai a mina de Volta Grande, pelo elevado volume de extração de espodumênio, feldspato, cassiterita, columbita-tantalita e minerais do grupo da microlita (CIDADE *et al.*, 2020). De modo geral, essa província apresenta mineralizações de Au, Mn, Sn, Ta e Nb (PEREIRA *et al.*, 2011).

As ocorrências de ETRs estão, principalmente, associadas a inclusões sólidas de monazita (fosfato de ETRs) hospedadas em pirita e siderita (NASCIMENTO; NEUMANN; ÁVILA, 2015). Além disso, os ETRs também ocorrem como constituintes acessórios e traços em minerais, como fluorita, fluorcalciomicrolita e zircão, atingindo concentrações da ordem de 8×10^3 ppm no somatório total (ALVES *et al.*, 2017). Anomalias em cério (Cs) e rubídio (Rb) também foram identificadas na mesma região (NASCIMENTO; NEUMANN; ÁVILA, 2015).

3 CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS, ESTRUTURAIS E GEOQUÍMICAS DE PEGMATITOS

O termo “pegmatito” foi cunhado no início do século XIX, como uma tentativa de descrever o intercrescimento entre quartzo e microclina pertítica, isto é, a chamada textura gráfica. Essa denominação deriva do grego *pēgnyμι*, que significa “ligar”, em referência a natureza interligada dos cristais de microclina pertítica e quartzo, acrescido do sufixo “-ito”, que designa “pedra” (AUTENRIETH, 1958; LONDON, 2008). Posteriormente, alguns autores como Haidinger em seu trabalho de 1945, utilizaram o termo “pegmatito” para descrever rochas com granulometria grosseira, de segregação granítica e diques, sem necessariamente conter textura gráfica (LONDON, 2008).

Atualmente, segundo a proposta de London (2008), os pegmatitos são descritos como rochas de composição geralmente granítica, de granulação grosseira e variável, frequentemente apresentando cristais de textura esquelética, gráfica ou outros hábitos de crescimento fortemente direcional. Essas rochas podem ser homogêneas ou apresentar zonamento interno, e ocorrem como corpos intrusivos tanto em rochas ígneas quanto em rochas metamórficas (LONDON, 2008).

Do ponto de vista mineralógico, os pegmatitos são comumente compostos por quartzo, plagioclásio sódico e feldspato potássico, sendo frequentemente enriquecidos em elementos como Li, Rb, Ce, Nb, Ta, Pb, B, P, F e ETRs (LONDON, 2008). Embora não sejam corpos monominerálicos, como os veios hidrotermais, os pegmatitos podem apresentar segregações locais com zonas monominerálicas. Além disso, há pegmatitos com assembleias minerais que não correspondem a sistemas graníticos típicos, como é o caso das assembleias litiníferas (LONDON, 2008).

Este capítulo apresenta as principais características texturais, estruturais e geoquímicas que os pegmatitos e suas rochas encaixantes, podem apresentar em observações de campo e laboratoriais, visando auxiliar na caracterização pegmatítica.

3.1 CARACTERÍSTICAS ESTRUTURAIS EM CAMPO

3.1.1 Geometria dos Corpos Pegmatíticos

Os pegmatitos podem ocorrer na forma de segregações, *sills*, diques ou *pods*. No interior dos plútons graníticos, formam-se geralmente como segregações, caracterizadas por massas heterogêneas, bem delimitadas, de composição semelhante à do granito hospedeiro (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008). As segregações não cortam a rocha encaixante, ou seja, não apresentam contatos intrusivos, tratando-se apenas do acúmulo de *melt* residual resultante

da cristalização do próprio corpo hospedeiro. Esse *melt* residual encontra-se enriquecido em elementos incompatíveis, *fluxes* (H₂O, CO₂, Cl, SO₂), voláteis e elementos traços, que se concentram no *melt* (SIMMONS; WEBBER, 2008; WALLACE, 2005). A presença de elementos *fluxes* e voláteis promove a redução na temperatura de cristalização, possibilitando que o magma permaneça líquido por mais tempo e, assim, favoreça a cristalização do corpo pegmatítico (WALLACE, 2005). Adicionalmente, a alta viscosidade do magma granítico original dificulta a mobilidade do *melt* residual, impedindo sua ascensão e escape para fora do corpo granítico. Isso resulta na retenção desse fundido enriquecido no interior do plúton, onde ele se cristaliza e dá origem a corpos pegmatíticos (LONDON, 1992; SIMMONS; WEBBER, 2008; WALLACE, 2005).

Os diques, *sills* ou *pods* podem ocorrer hospedados em rochas ígneas ou metamórficas (LONDON, 2008). Os corpos planares, como diques e *sills*, normalmente se instalam ao longo de descontinuidades estruturais da rocha encaixante, como foliação, xistosidade e fraturas (LONDON, 2008). Por sua vez, os *pods* são corpos pegmatíticos não planares, que ocorrem na forma de lentes ou bulbos, sendo sua geometria controlada principalmente pelo contraste reológico das rochas encaixantes (LONDON, 2008). Geralmente, os corpos pegmatíticos estão em posições próximas à de sua cristalização, especialmente quando associados a contextos anorogênicos ou tardi a pós-tectônicos (London, 2008). No entanto, estudos em pegmatitos do tipo LCT também indicam ocorrência em ambientes orogênicos, especialmente relacionados ao magmatismo pós-colisional (CERNY; ERCIT, 2005; LONDON, 2008), como observado em parte da Província Pegmatítica de São João del Rei.

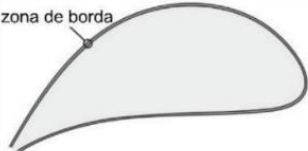
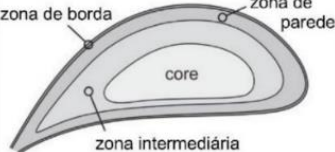
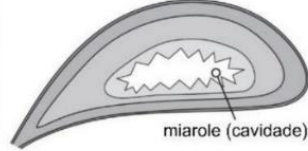
3.1.2 Zonamento Interno

A anatomia e a divisão do zonamento interno dos pegmatitos foram discutidas por Wise; Müller; Simmons (2022) como parte de uma proposta de descritores estruturais complementares à nova classificação mineralógica dos pegmatitos graníticos. Embora a classificação formal proposta no artigo se baseie em agrupamentos químicos e mineralógicos, aspectos estruturais já reconhecidos na literatura são incorporados como suporte descritivo adicional, com base nos trabalhos de Cameron *et al.* (1949) e Jahns; Burnham (1969).

Nessa proposta, os pegmatitos são subdivididos em duas categorias morfológicas, que se desdobram em cinco tipos distintos (FIG. 8) (WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022). London (2008, 2014) também discute estruturação interna e o zonamento mineralógico dos pegmatitos, aprimorado os modelos anteriores. Segundo Cameron *et al.* (1949), os pegmatitos com zonamento simples são compostos por zonas concêntricas denominadas zona de borda, zona de

parede, zona intermediária e núcleo. London (2008), aprimorou esse modelo ao discutir a estruturação interna e o zonamento mineralógico, incorporando variações como a ausência de zonamento em pegmatitos que intrudem rochas de alto grau metamórfico, os quais podem apresentar distribuição homogênea da granulometria e mineralogia, com ou sem textura porfirítica ou fábrica orientada FIG.8.

Figura 8 - Principais tipos anatômicos de pegmatitos. A zona intermediária nem sempre está presente em pegmatitos com zonamento simples. Isso vale para a zona de borda em pegmatitos não zonados.

Tipo	irregular a tipo stock, em forma de língua e oval	tipo em camadas ou dique (aparência raio >10:1)
não zonado		
zonado simples		
zonado simples miarolítico		
zonado complexo		
zonado complexo miarolítico		

Fonte: Em Wise; Müller; Simmons (2022).

A zona de borda corresponde à auréola mais externa do corpo pegmatítico, estando em contato direto com a rocha encaixante. Trata-se de uma zona delgada, de espessura centimétrica, caracterizada por cristais de granulação fina (~ 3 mm), resultantes de resfriamento relativamente rápido. Essa zona apresenta textura hipidiomórfica (isto é, granítica) ou bimodal fina (~ 1 mm a 5 mm). Nesta zona, podem ser encontrados minerais como muscovita, biotita, hornblenda, berilo, cristais alongados de feldspato e espécies do supergrupo da turmalina. Conforme discutido anteriormente em relação aos contatos reacionais ou por assimilação, a

zona de borda não reflete a composição global do pegmatito (LONDON, 2008; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

A Zona de Parede apresenta mineralogia semelhante à da Zona de Borda, diferenciando-se principalmente por sua maior espessura, que pode atingir dimensões decimétricas a métricas, e por sua granulação mais grosseira, com cristais de tamanho decimétrico. A textura é marcada por uma orientação preferencial dos cristais (isto é, textura de solidificação unidirecional), incluindo minerais do supergrupo da turmalina, do grupo dos feldspatos, do grupo das micas e berilo. Embora esta zona apresente grande diversidade mineralógica (por exemplo, columbita, turmalina, entre outros), destacam-se também texturas ramificadas, esqueletais e intercrescimentos gráficos (London, 2008; Wise; Müller; Simmons, 2022).

A Zona Intermediária apresenta um acentuado aumento na granulação dos minerais. É composta por poucas fases minerais predominantes, que ocorrem sob a forma de cristais de microclina pertítica, plagioclásio, muscovita, espodumênio, petalita ou montebrasita, todos associados a uma abundante ocorrência de quartzo. Essa zona é, em geral, mais desenvolvida nas porções mais espessas do corpo pegmatítico, enquanto tende a se afunilar ou tornar-se ausente nas extremidades mais delgadas. Assim, sua ocorrência é descontínua, podendo apresentar-se de forma simétrica ou assimétrica em relação ao eixo do corpo. Em termos gerais, representa a zona mais espessa do corpo pegmatítico (London, 2008; Wise; Müller; Simmons, 2022).

O Núcleo corresponde à porção monomineralica ou à repetição de uma mesma fábrica mineral. Suas proporções em relação às demais zonas do pegmatito são bastante variáveis, assim como sua mineralogia, que depende diretamente da composição química do corpo pegmatítico. De modo geral, essa zona pode ser constituída por quartzo, feldspato, aluminossilicatos de lítio e fosfatos de lítio (LONDON, 2008; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022)

A zona de substituição ocorre no interior dos corpos pegmatíticos, geralmente de forma randômica, localizando-se na zona intermediária e no núcleo. É composta por minerais como quartzo, membros do grupo da turmalina, lepidolita e outros minerais de interesse gemológico. Sua gênese está associada a eventos de alteração hidrotermal tardia, os quais marcam o estágio final do processo de cristalização do pegmatito. Além disso, é comum a circulação de fluidos hidrotermais tardios ao longo de fraturas que cortam os corpos pegmatíticos (LONDON, 2008; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

3.1.3 Contato com as Rochas Encaixantes

Os contatos entre os pegmatitos e suas rochas encaixantes podem apresentar-se como retos, irregulares, cisalhados e/ou reacionais. Essa variação decorre da natureza das encaixantes, que pode diferir em composição e no comportamento reológico (dúctil ou rúptil), influenciado pela profundidade e pelas tensões litostáticas ou direcionais (BRISBIN, 1986). Além disso, o tipo de contato também depende das características do fluido ou *melt* no momento da intrusão (BRISBIN, 1986).

Em altas profundidades, onde as condições reológicas são dúcteis e as tensões verticais (σ_v) e horizontais (σ_h) são equivalentes, o contato dos corpos pegmatíticos com suas respectivas encaixantes tende a ser irregular (BRISBIN, 1986). Esse tipo de contato ocorre não apenas em intrusões profundas, mas também nas segregações (acúmulo de *melt* residual) dentro dos plútons (BRISBIN, 1986; SIMMONS; WEBBER, 2008). À medida que se atinge condições de intrusões mais superficiais, as tensões verticais passam a predominar sobre as horizontais ($\sigma_v > \sigma_h$), e o regime reológico torna-se rúptil. Nessas condições, os pegmatitos se instalam em fraturas verticais, provocando dilatação dessas estruturas e resultando em contatos retilíneos com a encaixante (BRISBIN, 1986). Esses contatos retilíneos são também chamados de contatos de dilatação (BRISBIN, 1986; FLOOR, 1966). Nos ambientes intermediários entre os regimes dúctil e rúptil, havendo o predomínio de tensões verticais ($\sigma_v > \sigma_h$), os corpos pegmatíticos geralmente assumem forma tabular e apresentam contatos irregulares (Brisbin, 1986).

Ainda, nos ambientes com tensão direcional horizontal, podem ocorrer todos os cenários supracitados, com a predominância das tensões horizontais sobre as verticais ($\sigma_v < \sigma_h$), em condições reológicas do domínio rúptil (BRISBIN, 1986). Nessas condições, os pegmatitos podem intrudir tanto fraturas verticais ($\sigma_v > \sigma_h$) quanto em fraturas horizontais ($\sigma_v < \sigma_h$) (BRISBIN, 1986). Por fim, pode ocorrer o desenvolvimento de fraturas hidráulicas ao longo dos planos de xistosidade, que facilitam a colocação dos corpos pegmatíticos. Nesse último cenário, os pegmatitos, em condições geológicas transicionais para o regime dúctil, tendem a ocorrer na forma de bulbos e lentes (BRISBIN, 1986).

A ocorrência de pegmatitos em zonas de cisalhamento pode estar vinculada à geração de espaço por mecanismos de *tension gashes*, conforme o modelo de fraturamento Riedel (DEMARTIS *et al.*, 2011). A abertura dessas estruturas condiciona a colocação dos corpos pegmatíticos sob regime de cisalhamento (DEMARTIS *et al.*, 2011). Nesses casos, os corpos ocorrem com contatos cisalhados, sendo comum a presença de foliação milonítica contornando o corpo pegmatítico (DEMARTIS *et al.*, 2011).

O contraste composicional entre os pegmatitos e suas rochas encaixantes pode ser evidenciado por assinaturas isotópicas distintas (LONDON, 2008). No entanto, por se comportarem como sistemas abertos, os corpos pegmatíticos frequentemente interagem quimicamente com as rochas hospedeiras, resultando na assimilação parcial de seus componentes (LONDON, 2008). Esse processo caracteriza um metassomatismo, no qual o fluido ou *melt* pegmatítico promove trocas químicas com a encaixante, resultando em zonas de hibridização composicional (LENTZ, 1996; LONDON, 2008). A intensidade e natureza dessa interação dependem do grau de fracionamento do pegmatito, da composição e reatividade da encaixante, além das condições físico-químicas locais. (SUWIMONPRECHA; FRIEDRICH; CERNY, 1993).

Quando há desequilíbrio químico entre o pegmatito e sua encaixante, o contato pode tornar-se reacional, sendo marcado por reações exomórficas que alteram os minerais da rocha hospedeira (SIMMONS; WEBBER, 2008). Tais reações ocorrem preferencialmente em encaixantes compostas por minerais aluminosos e máficos mais reativos, mas podem ser limitadas em rochas mais refratárias como quartzitos puros ou anortositos (SUWIMONPRECHA; FRIEDRICH; CERNY, 1993).

A extensão das zonas de reação está associada à mobilidade dos elementos incompatíveis presentes no fluido pegmatítico (SHEARER *et al.*, 1986). Segundo Shearer *et al.* (1986), fluidos ricos em urânio (U) e arsênio (As) geram halos de alteração restritos; aqueles com flúor (F) e rubídio (Rb), dispersão intermediária; e os com alto teor de lítio (Li), zonas de dispersão mais ampla.

Macroscopicamente, os contatos reacionais podem ser reconhecidos por modificações nas composições das fases minerais primárias, incluindo a conversão parcial ou total da assembleia mineral primária em uma nova assembleia mineral secundária, resultante da introdução de novos componentes externos (SHEARER *et al.*, 1986). A manifestação mineralógica dessas auréolas exomórficas está diretamente relacionada ao tipo de pegmatito e à composição química do fundido residual (SHEARER *et al.*, 1986). A formação de novas assembleias minerais depende da disponibilidade química da rocha encaixante, e sofre forte influência da composição do pegmatito (ARRIGONI *et al.*, 2020; SHEARER *et al.*, 1986). Naturalmente, a gênese desses contatos reacionais está associada à presença de elementos incompatíveis transportados por fluidos residuais para além do sistema pegmatítico (SHEARER *et al.*, 1986).

Assim como os fluidos pegmatíticos podem invadir, reagir e modificar a composição da rocha encaixante, também pode ocorrer a assimilação de seus componentes pelo sistema

pegmatítico (LONDON, 2008). Essa assimilação decorre de um desequilíbrio químico entre o fundido e a encaixante, sendo mais evidente em rochas encaixantes máficas, devido ao maior contraste composicional com o magma pegmatítico (LONDON, 1990). Nesses casos, pode ocorrer tanto a migração de fluidos do pegmatito para a encaixante quanto, em menor escala e menos documentada, a infiltração de fluidos da encaixante para o pegmatito (LONDON, 1990). Este último processo tende a ocorrer antes da completa cristalização *subsolidus* do pegmatito ou durante seus estágios iniciais de consolidação (LONDON, 1990).

Em encaixantes máficas, a presença de schorlita (variedade de turmalina rica em ferro) nas zonas de borda dos pegmatitos constitui um indicador mineralógico claro da assimilação (LONDON, 1990). A cristalização da turmalina prossegue até que o teor de boro no fundido seja tamponado por equilíbrio com a própria turmalina e com outras fases ferromagnesianas, ou até que a cristalização das bordas isole o magma residual da rocha encaixante (LONDON, 1990). Além disso, a assimilação pode ser evidenciada pela incorporação de xenólitos da encaixante no corpo pegmatítico (MACGREGOR, 1936).

3.1.4 Estruturas Deformacionais e Reativações

Estudos que tratam diretamente das estruturas deformacionais em corpos pegmatíticos ainda são relativamente escassos. Entretanto, diversos trabalhos abordam a influência da deformação na colocação desses corpos e sua utilização como ferramentas para interpretação tectônica regional, especialmente em terrenos orogênicos (ALSOP *et al.*, 2021; DEMARTIS *et al.*, 2011; FARIA; GOMES, 2019; HENTSCHEL *et al.*, 2022; SCHENK; URAI; VAN DER ZEE, 2007).

A deformação progressiva em zonas de cisalhamento pode favorecer a geração de espaço para a colocação de pegmatitos. Nesses ambientes, os corpos pegmatíticos frequentemente ocorrem agrupados e associados a contatos cisalhados, sendo comumente envoltos por foliação milonítica que contorna os corpos (DEMARTIS *et al.*, 2011). Esse tipo de arranjo pode estar associado à reativação estrutural local, embora poucos trabalhos tratem diretamente dessa relação.

Além disso, os diques pegmatíticos podem apresentar dobras, cuja geometria fornece informações relevantes para a análise cinemática, tais como a direção e o tipo de cisalhamento (simples ou puro) atuante em zonas de cisalhamento deformadas. A presença de dobras também pode permitir estimativas das taxas de deformação regionais (ALSOP *et al.*, 2021).

Em regimes extensionais, o contraste reológico entre os veios pegmatíticos e suas rochas encaixantes favorece a formação de *boudins* (ALSOP *et al.*, 2021). Embora a maioria dos

estudos sobre boudinagem trate de veios de quartzo, mecanismos similares são aplicáveis aos corpos pegmatíticos (ALSOP *et al.*, 2021; GOSCOMBE; PASSCHIER; HAND, 2004). A geometria dos boudins – como do tipo *shearband*, simétrico ou dominó – pode ser usada para inferir o regime de deformação (frágil ou dúctil), o sentido do cisalhamento (horário ou anti-horário) e a natureza do fluxo (coaxial ou não-coaxial) (ALSOP *et al.*, 2021; GOSCOMBE; PASSCHIER; HAND, 2004).

3.2 TEXTURAS MACROSCÓPICAS DOS PEGMATITOS

3.2.1 Granulação e Crescimento Cristalino

Os pegmatitos apresentam, em geral, textura caracterizada por granulação grosseira, com cristais variando entre tamanhos centimétricos a métricos (LONDON, 2008). A variação da granulação está relacionada tanto ao tipo de pegmatito (zonado ou não zonado) quanto às diferentes zonas internas nos corpos zonados (LONDON, 2008). A origem da granulação grosseira está associada ao desequilíbrio durante a cristalização fracionada, bem como à presença de *fluxes* e voláteis, que reduzem a temperatura de cristalização, permitindo que o magma permaneça líquido por mais tempo e favorecendo, assim, o crescimento dos cristais (LONDON, 1992; WALLACE, 2005).

Esses elementos de arrefecimento, ao reduzirem a taxa de nucleação, limitam a taxa e a quantidade de formação de núcleos cristalinos estáveis, o que contribui para o desenvolvimento de cristais de grandes dimensões (LONDON, 1992).

Na Zona de Borda, ocorre uma significativa perda de calor para a rocha encaixante, resultando em uma alta taxa de resfriamento (London 1992). Nessa região, a textura tende a ser mais fina devido à rápida queda de temperatura (LONDON, 1992).

Em direção ao núcleo do corpo pegmatítico, ocorre uma redução na taxa de resfriamento, sendo a cristalização fortemente influenciada pelos componentes presentes nos fluidos residuais. Na zona intermediária, há um aumento na concentração de voláteis e uma diminuição na taxa de nucleação, o que favorece o crescimento de cristais com dimensões métricas (LONDON, 1992, 2008). O crescimento desses cristais, com exceção daqueles na zona de borda, ocorre de forma orientada, perpendicularmente ao plano de contato com a encaixante, em direção ao interior do corpo (LONDON, 1992, 2008).

3.2.2 Texturas Características: granítica, aplítica, esqueletal, gráfica, pertítica, em leque e miarolítica

As texturas macroscópicas dos pegmatitos foram amplamente discutidas por London (1992, 2005, 2008, 2009, 2020), e permitem inferências sobre o ambiente de cristalização e a evolução do corpo pegmatítico. Entre as principais texturas observáveis em afloramento ou superfícies de corte, destacam-se: granítica (hipidiomórfica-granular), aplítica (sacaroidal), esqueletal, gráfica, pertítica, em leque (plumosa) e miarolítica.

A textura esqueletal forma-se em ambientes onde o crescimento mineral é forçado por condições de supersaturação da solução. Esse crescimento ocorre preferencialmente nos cantos e nas bordas dos cristais, onde há maior número de ligações iônicas ainda não plenamente compensadas. Em contrapartida, as faces cristalinas representam regiões de maior densidade atômica, o que reduz a taxa de crescimento. Essa condição favorece o crescimento nas extremidades dos cristais, resultando na formação de vazios nas porções planas, posteriormente preenchidos por soluções aquosas. Em rochas ígneas, outros minerais podem cristalizar nas cavidades desses cristais esqueletais. O material intersticial pode ser composto por um único mineral ou por uma assembleia mineralógica (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

O exemplo mais comum de crescimento esqueletal é o granito gráfico, uma textura exclusiva de pegmatitos. Essa manifestação é puramente ígnea e está relacionada à cristalização de fluidos aquosos em solução supersaturada. Essa textura ocorre tipicamente em cristais de feldspato potássico (K-feldspato), mas pode também envolver outros minerais, como berilo, minerais do grupo da turmalina, da granada e da classe dos fosfatos. O material intersticial mais comum é o quartzo (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

A textura hipidiomórfica caracteriza-se pelo predomínio de minerais com formas subédricas. Essa textura desenvolve-se, geralmente, nas zonas de borda dos pegmatitos, onde o resfriamento do magma ocorre em taxas mais elevadas (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

A textura sacaroidal refere-se a uma textura granulada, de grão médio, com aspecto visual semelhante ao do açúcar compactado. É comumente usada para descrever aplitos que ocorrem entre a zona intermediária e a zona de parede dos pegmatitos. Essa textura pode indicar processos de recristalização ou crescimento secundário dos cristais, frequentemente associados a eventos hidrotermais tardios, como silicificação e outras alterações minerais (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

A textura pertítica refere-se à presença de lamelas de plagioclásio (geralmente albita) dispostas de forma subparalela dentro de cristais de feldspato potássico (ortoclásio). Esse processo ocorre em condições *subsolidus*, por exsolução, quando o sistema atinge a curva de *solvus* durante o resfriamento. Quanto mais lenta for a taxa de resfriamento, mais desenvolvida será a textura pertítica (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

A textura em leque, também conhecido como hábito plumoso, corresponde a um padrão de crescimento em que cristais alongados, como micas, divergem a partir de um ponto ou linha comum. Esse arranjo resulta na formação de feixes ou agrupamentos divergentes, frequentemente observados em zonas de preenchimento tardio nos pegmatitos (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; WINTER, 2014).

A textura miarolítica é caracterizada pela presença de cavidades irregulares no interior dos corpos pegmatíticos associadas a processos de alteração hidrotermal tardia (LONDON, 2008; WINTER, 2014).

3.2.3 Mineralogia Essencial e Acessória

Os pegmatitos são compostos predominantemente por plagioclásio, ortoclásio e quartzo como minerais essenciais. Entre os minerais acessórios mais comuns, destacam-se biotita, muscovita, apatita e minerais do grupo da granada e da turmalina. Conforme o grau de fracionamento do magma, é frequente a presença de berilo, além de minerais contendo elementos raros, como lítio (Li), nióbio (Nb), tântalo (Ta) e estanho (Sn) (LONDON, 2014). A TAB. 1 apresenta os principais minerais essenciais e acessórios característicos de diferentes zonas em pegmatitos graníticos, litiníferos e associados a alterações hidrotermais tardias (LONDON, 2014).

Tabela 1 - Principais minerais essenciais e acessórios característicos de diferentes zonas em pegmatitos graníticos, litínicos e associados a alterações hidrotermais tardias.

Zona do Pegmatito	Minerais Essenciais	Minerais Acessórios
Zona de Contato / Borda (<i>Wall zone / Border zone</i>)	Quartzo, Plagioclásio, Muscovita	Granada, Turmalina, Apatita, Biotita
Zona de Transição / Intermediária (<i>Intermediate zone</i>)	Quartzo, Feldspato alcalino (ortoclásio/pertita), Plagioclásio	Turmalina, Muscovita, Biotita, Amblygonita-Montebrazita
Zona do Espodumênio (<i>Lithium-rich zone</i>)	Espodumênio, Quartzo, Plagioclásio (albita)	Petalita, Montebrazita, Turmalina (elbaíta), Fosfatos (ex: trifilita)
Zona do Feldspato Alcalino (<i>K-feldspar zone</i>)	Microclina, Pertita, Quartzo	Muscovita lítica (lepidolita), Turmalina, Columbita-tantalita
Núcleo (<i>Core</i>)	Quartzo (monomineral), ou Quartzo + Albita + Lepidolita	Lepidolita, Rubicline, Pollucita, Elbaíta, Petalita
Zona Miarolítica (<i>Miarolitic cavity</i>)	Quartzo, Feldspato alcalino, Albita	Lepidolita, Turmalina, Fosfatos, Minerais raros (ex: pollucita)
Fraturas / Preenchimentos de fratura	Quartzo (preenchimento), Albita, Lepidolita	Turmalina, Fosfatos
Corpos de substituição (<i>Replacement bodies</i>)	Albita, Lepidolita, Quartzo	Columbita-tantalita, Cassiterita, Fosfatos

Fonte: Adaptada de London (2014).

3.3 MICROSCOPIA DE PEGMATITOS E ENCAIXANTES

3.3.1 Relações Intergranulares e Tipos de Textura

Sob microscopia, os pegmatitos revelam uma ampla variedade de relações intergranulares e texturais que complementam os aspectos macroscópicos previamente discutidos. A textura gráfica, por exemplo, representa uma manifestação da cristalização simultânea e epitaxial entre feldspato potássico (ortoclásio) e quartzo, a partir de cavidades formadas por crescimento esquelético sob supersaturação resfriamento rápido (LONDON, 2020; WINTER, 2014). Nesses casos, a saturação local em sílica permite o crescimento orientado do quartzo nos interstícios, preservando a orientação cristalina do feldspato hospedeiro.

O intercrescimento feldspático, observado em microescala, ocorre por exsolução de ortoclásio originalmente homogêneo e rico em sílica, em condições *subsólidos*. Durante o resfriamento, esse mineral se transforma em microclina, enquanto exsolva sódio e cálcio para as bordas, formando a textura conhecida como mirmequita. Essa textura, caracterizada por intercrescimento microlítico de quartzo, é favorecida por tensões internas ou fraturamento, que possibilitam a atuação de fluidos e a nucleação dessas fases (WINTER, 2014). De modo semelhante, a formação da textura pertítica decorre da exsolução de lamelas de albita dispostas

subparalelamente no interior de cristais de feldspato potássico, sendo uma marca típica de resfriamento lento; quando o inverso ocorre – ou seja, lamelas de ortoclásio dentro de plagioclásio – temos a textura antipertítica (WINTER, 2014).

Outra manifestação comum é o intercrescimento micáceo, caracterizado por finas lamelas de micas, como a muscovita, inseridas entre grãos de feldspato e quartzo. Essa textura é atribuída a altas taxas de resfriamento e reflete a liberação de calor latente do sistema (NASCIMENTO; SOUZA; GALINDO, 2002; TAVARES *et al.*, 2020). Já os intercrescimentos orientados, como as simplectitas, possuem morfologia vermicular subparalela e são relacionadas à descompressão progressiva do sistema magmático (WINTER, 2014).

As relações de contato entre cristais também revelam importantes aspectos da dinâmica de crescimento. Contatos retos ou planos indicam ausência de competição entre os cristais, enquanto contatos saturados, com bordas irregulares e interdigitadas, refletem crescimento simultâneo e competição por espaço, ou ainda, episódios de deformação posterior (WINTER, 2014). Bordas corroídas ou reentrantes, por sua vez, podem representar fusão parcial de fenocristais em resposta à injeção de um novo pulso magmático mais quente, gerando desequilíbrio térmico (WINTER, 2014).

A substituição mineral, bastante frequente em pegmatitos, ocorre por mecanismos como intemperismo, metacromatismo e, principalmente, alteração hidrotermal, sendo os fluidos residuais graníticos os principais agentes. A albitização transforma ortoclásio em albita, enquanto a greisenização, sob influência de voláteis favorecem a cristalização de turmalinas, fluorita, micas litíferas, quartzo, cassiterita, entre outros minerais (WINTER, 2014).

O crescimento epitaxial é outro fenômeno textural relevante, caracterizado pela cristalização orientada de um mineral sobre outro devido à compatibilidade de parâmetros cristalográficos. Essa condição, típica de ambientes ricos em voláteis e *fluxes* (WINTER, 2014).

As texturas poiquiliticas são identificadas por cristais significativamente maiores (fenocristais), idiomórficos ou xenomórficos, que aprisionam em seu interior pequenas inclusões minerais orientadas ou não, indicando bloqueio de nucleação e ambiente rico em voláteis (WINTER, 2014). As texturas rapakivi – feldspato alcalino com bordas de plagioclásio – resultam de reequilíbrio *subsólido* em ambientes ricos em flúor, sendo indicativas de resfriamento lento ou eventos térmicos tardios (DEMPSTER; JENKIN; ROGERS, 1994; WINTER, 2014).

Outras texturas de interesse incluem a textura granolepidoblástica, comum em pegmatitos submetidos a metamorfismo posterior (WINTER, 2014). A textura fanerítica de cristais gigantes, associada à presença de *fluxes* (H₂O, B, F, P) e a cristalização lenta

(LONDON, 1992; WALLACE, 2005), e a textura aplítica, composta por grãos finos, xenomórficos e equigranulares, com aspecto visual sacaroide (WINTER, 2014). Por fim, o zonamento químico, visível ao microscópio, com variações composicionais entre o núcleo e a borda de cristais como plagioclásio reflete mudanças nas condições físico-químicas do fundido durante a cristalização e constitui importante registro de evolução magmática (WINTER, 2014).

3.3.2 Microestruturas de Deformação

As microestruturas de deformação observadas em pegmatitos e suas encaixantes fornecem importantes registros das condições tectônicas às quais essas rochas foram submetidas, especialmente em contextos de cisalhamento e deformação progressiva. Entre essas microestruturas, destaca-se a extinção ondulante, caracterizada por uma variação irregular na extinção sob luz polarizada, provocada pela distorção do retículo cristalino. Esse tipo de extinção reflete o mecanismo de recuperação (*recovery*), no qual a rede cristalina acomoda tensões internas pela migração e reorganização de discordâncias sem que ocorra recristalização completa (WINTER, 2014).

Durante a deformação, os cristais também podem responder por maclação, um mecanismo eficiente de acomodação de tensões. A macla manifesta-se como lamelas ou estruturas em forma de cunha, especialmente visíveis em plagioclásios, resultando de reorganizações internas que geram orientações preferenciais de retículo, conhecidas como *Lattice Preferred Orientation* (LPO). Esse processo implica menor custo energético do que a fratura, permitindo a deformação contínua sem ruptura mineral (WINTER, 2014).

Outro indicador da atuação de tensões sobre o sistema mineralógico são as microfraturas, que se formam por ruptura intracristalina ou entre cristais. Essas fraturas refletem não apenas acomodação de esforços deformacionais, mas também reações de desvolatilização, especialmente durante eventos metamórficos, e podem funcionar como vias preferenciais para a circulação de fluidos. Quando o grau de deformação se intensifica, o processo de recuperação por si só não é mais suficiente para aliviar a energia acumulada, sendo então necessária a recristalização (WINTER, 2014).

A cristalização dinâmica inicia-se com a formação de subgrãos, estruturas com leve desvio de orientação cristalina em relação ao grão original, e evolui para grãos novos com orientação randômica, eliminando a tensão residual na rede cristalina. Quando os mecanismos de recuperação e recristalização atuam de forma concomitante, observa-se a formação de grãos alongados e a geração de xistosidade mineral, especialmente em micas, processo este característico do regime de deformação dúctil (WINTER, 2014).

Em ambientes mais profundos da crosta, onde a pressão litostática é elevada, essas microestruturas de deformação se manifestam de forma mais difundida. As zonas cataclásticas são um exemplo claro dessa atuação intensa da deformação, sendo constituídas por microbrechas e cataclasitos. Essas estruturas evidenciam não apenas a deformação posterior à colocação dos pegmatitos, mas também os processos envolvidos em seu soerguimento e exumação, como indicam as observações em contextos com atuação de zonas de cisalhamento (WINTER, 2014).

A análise dessas microestruturas, portanto, fornece pistas valiosas sobre os eventos tectônicos pós-intrusivos que afetaram os pegmatitos, além de auxiliar na reconstituição de trajetórias de pressão-temperatura e no reconhecimento de regimes crustais específicos.

3.3.3 Evidências de Crescimento Tardio e Alteração

As evidências de crescimento tardio e alteração em pegmatitos estão associadas, principalmente à atuação de fluidos hidrotermais residuais que circulam durante os estágios finais de cristalização. Tais fluidos são responsáveis por processos metassomáticos e transformações mineralógicas que modificam as fases primárias e promove a formação de minerais secundários, marcando o estágio subsolidus da evolução pegmatítica (LONDON, 2008).

Um dos exemplos mais representativos dessas transformações ocorre nos fosfatos primários, como a montebrasita, que ao interagir com fluidos aquosos ricos em Na e Ca, dá origem a fases secundárias como brasilianita, dickinsonita, fillowita e apatita. Esses processos de alteração também afetam outros minerais primários, como espodumênio, turmalinas e feldspatos, e resultam na formação abundante de micas muito finas. Além disso, a presença de micas metassomáticas escuras, ricas em cério (Cs) e rubídio (Rb), indica alteração de pollucita e feldspato potássio, respectivamente, para micas litíferas de granulação fina (LONDON, 2008).

A atuação de fluidos pegmatíticos também pode provocar troca química bidirecional entre o corpo pegmatítico e as rochas encaixantes, antes mesmo da cristalização final do sistema. A ocorrência de argilas como a caulinita, bem como minerais do grupo das esmectitas ricos em cálcio e magnésio, revela interações químicas entre o fluido pegmatítico e encaixantes de natureza máfica. Em condições intermediárias de temperatura (400 a 450 °C), é comum a formação de assembleias típicas da fácies xisto verde intermediária, compostas por epidoto, titanita, calcita, biotita, muscovita e clorita. Essas assembleias, frequentes em encaixantes de

pegmatitos ricos em boro e lítio, indicam as temperaturas características desses processos (London, 2008).

Alterações promovidas por fluidos que circulam a partir de cavidade miarolítica também afetam os granitos encaixantes, principalmente por meio da transformação de magnetita em clorita. Os cristais resservidos, nessas condições, frequentemente exibem cantos arredondados e bordas reentrantes, ou mesmo zonas de reação compostas por fases anidras finas, que se desenvolvem com a fuga de voláteis do sistema. Essas feições texturais são típicas de magmas ricos em voláteis e podem indicar crescimento acelerado, associado ao sub-resfriamento do fundido (LONDON, 2008).

Outros exemplos importantes de transformações *subsolidus* incluem o intercrescimento de espodumênio e quartzo substituindo petalita, revelando reações relacionadas à queda de temperatura e à mudança na estabilidade dos minerais de lítio (LONDON, 2008). A ocorrência de pollucita intercrescida com analcita é indicativa de flutuações na atividade da água em ambientes ricos em álcalis (LONDON, 2008). Da mesma forma, a presença de intercrescimento de ambligonita e lacroixita sugere reações metassomáticas locais, marcadas por enriquecimento em flúor e depleção em sódio, sob influência de fluidos residuais heterogêneos que controlam a mineralogia final do pegmatito (LONDON, 2008).

Essas evidências demonstram que os processos de alteração pós-cristalização são controlados por fatores como composição dos fluidos, temperatura, grau de fracionamento e natureza das fases primárias presentes. Assim, as mineralogias resultantes funcionam como importantes marcadores dos estágios finais da evolução pegmatítica.

3.4 MINERAIS INDICADORES DE EVOLUÇÃO PEGMATÍTICA

Os minerais formados nos estágios intermediários e tardios da cristalização dos pegmatitos são excelentes indicadores do grau de evolução do sistema, sobretudo em pegmatitos do tipo LCT. Entre os principais marcadores paragenéticos estão os fosfatos, os minerais de lítio (espodumênio, petalita, eucryptita) e óxidos de Nb, Ta, Sn e Ti, que se formam sob condições físico-químicas específicas, controladas pelo grau de fracionamento do fundido e pela presença de elementos voláteis e incompatíveis (LONDON, 2008).

Dentre os fosfatos, além da apatita, destacam-se as espécies mais complexas que se originam a partir de fundidos peraluminosos enriquecidos em fósforo. Essas fases refletem a herança de componentes da fusão parcial de sedimentares ricas em alumínio, e sua alteração em condições *subsolidus* refletem diferentes estágios da interação com fluidos residuais. Tais transformações podem ocorrer em meio alcalino ou ácido, envolvendo processos de hidratação,

adição ou remoção de elementos como sódio (Na), cálcio (Ca), lítio (Li) e flúor (F), que controlam a composição final das fases fosfatadas (LONDON, 2008).

Entre os minerais litíferos, espodumênio, petalita e eucryptita cristalizam sob diferentes regimes de pressão e temperatura. A petalita forma-se em condições de temperaturas mais elevadas, enquanto o espodumênio é estável em maiores pressões (LONDON, 2008). A presença desses minerais não apenas indica saturação em lítio, mas também reflete o ambiente termodinâmico de formação, sendo características de pegmatitos altamente fracionados. Além disso, transformações secundárias, como substituições do espodumênio em eucryptita e albita mediante infiltração de soluções ricas em sódio, revelam reações *subsolidus* avançadas, associadas ao resfriamento e à heterogeneidade composicional dos fluidos residuais (LONDON, 2008).

As turmalinas também se apresentam como indicadores eficazes da evolução pegmatítica. Sua composição varia sistematicamente durante a diferenciação do fundido, passando de variedades ricas em ferro e magnésio (como schorlita e dravita) para espécies ricas em alumínio e lítio, como elbaíta e rossmanita. Esse padrão de substituição é frequentemente atrelado a um aumento progressivo no conteúdo de flúor nas fases mais evoluídas, o que reflete tanto exaustão dos elementos máficos quanto o acúmulo de voláteis e elementos leves no sistema (LONDON, 2008).

Por fim, os óxidos de nióbio, tântalo, estanho e titânio, como columbita-tantalita e simpsonita, são cristalizados nos estágios finais da solidificação pegmatítica, em temperaturas abaixo do *solidus*. A estrutura desses minerais pode apresentar desordem cristalina, o que é atribuído a elevadas taxas de crescimento em ambientes supersaturados, típico de sistemas altamente evoluídos (LONDON, 2008). A presença desses minerais, sobretudo em associação com fases ricas em boro, lítio, flúor e cério, caracteriza o estágio boro-lítio-fluorado, no qual ocorre a cristalização de espécies altamente fracionadas e complexas, expressando intensa interação com os fluidos residuais e saturação de elementos incompatíveis (LONDON, 2008).

Essas fases finais consolidam-se como registro mineralógico da evolução do pegmatito e representam um importante arcabouço para interpretações petrogenéticas e metalogenéticas, particularmente no contexto da prospecção de elementos estratégicos.

3.5 COMPORTAMENTO GEOQUÍMICO

Na área de estudo, as rochas encontram-se frequentemente alteradas em função do intemperismo, em especial o químico. Nesse contexto, o entendimento da mobilidade e dispersão geoquímica de alguns elementos é de suma importância para auxiliar na caracterização dos pegmatitos.

3.5.1 Mobilidade e Dispersão Geoquímica

Os minerais que compõem os pegmatitos são compostos, em sua maioria, segundo a classificação de Goldschmidt, por elementos litófilos e, portanto, apresentam grande afinidade por fases silicáticas, concentrando-se principalmente na crosta e no manto terrestre (WHITE, 2013). Em suma, os pegmatitos são compostos, em termos geoquímicos, pelo grupo dos *high field strength elements* (HFSE), elementos alcalinos e Elementos Terras Raras (ETRs). Uma exceção é o Sn, um elemento classificado como calcófilo segundo a classificação de Goldschmidt, mas que, apesar de a literatura geoquímica carecer de estudos no que diz respeito ao entendimento de seu comportamento, tudo indica que este é um elemento moderadamente incompatível e que se concentra, sobretudo, em fundidos remanescentes. É um elemento que apresenta comportamento muito semelhante ao dos ETRs, isto é, é fortemente eletronegativo e tende a formar ligações predominantemente iônicas. Possui alta carga e grande raio iônico, sendo, portanto, um elemento incompatível (WHITE, 2013).

Segundo Jiang *et al.* (2005) e White (2013), os HFSE têm pouca mobilidade, apesar de alguns autores afirmarem que esses elementos apresentam certa mobilidade em determinadas condições de pressão, temperatura, pH e em função da própria composição química do meio (CORFU; DAVIS, 1991; JIANG, 2000; JIANG *et al.*, 2005). Por outro lado, os elementos alcalinos (especificamente os alcalinos leves) possuem baixa eletronegatividade e tendem a formar ligações iônicas fortes (WHITE, 2013). Ademais, nesse contexto, como discutido por White (2013), apesar de o lítio (elemento alcalino leve) apresentar raio iônico semelhante ao do Mn e Fe, sua substituição por ambos requer uma substituição acoplada em função do desequilíbrio de carga, sendo, portanto, desfavorável, o que condiciona o Li a ser um elemento moderadamente incompatível.

Em suma, a mobilidade e a dispersão geoquímica são dependentes das propriedades periódicas inerentes dos elementos (*e.g.*, raio iônico, valência etc.), da estabilidade em função das variações de pH e Eh, da predisposição em formar complexos com substâncias orgânicas e da propensão a coprecipitar ou ser adsorvido por hidróxidos de ferro ou manganês. Além das propriedades intrínsecas dos elementos, estes parâmetros são, também, dependentes das

características do local, que atuam aumentando ou limitando a mobilidade geoquímica (*e.g.*, fisiografia, pH e Eh do ambiente, presença de matéria orgânica e precipitados de hidróxidos de ferro e manganês, além dos processos físico-químicos que controlam o transporte em meios superficiais, como intemperismo, adsorção, difusão e circulação de fluidos) (ALBARÈDE, 2009; GANDHI; SARKAR, 2016; MISRA, 2012).

3.5.2 Intemperismo

O caráter incompatível dos elementos que compõem os pegmatitos reflete não somente seu comportamento em processos ígneos, mas também o comportamento mediante ao metamorfismo e, principalmente, ao intemperismo (WHITE, 2013). Além disso, as propriedades químicas desses elementos tendem a condicionar a formação de ligações estáveis e resistentes, sobretudo ao intemperismo químico (SUGUIO, 2003; WHITE, 2013). No decorrer do processo intempérico, as rochas sofrem perda por remoção física e em solução. Sob o ponto de vista químico (solução), os minerais, em busca de estabilidade das condições físico-químicas, são transformados em minerais neoformados (autigênicos) e minerais transformados, enquanto os minerais estáveis ficam no perfil de solo na forma de minerais resistatos. Ainda, alguns elementos são completamente lixiviados em solução. Fruto desse processo, forma-se o manto de intemperismo ou regolito (SUGUIO, 2003).

3.5.3 Principais minerais contidos no regolito

O comportamento geoquímico dos minerais que compõem os pegmatitos e o ambiente onde esses se encontram conduzem a rocha a uma conversão de sua assembleia mineralógica a partir das perdas de elementos móveis e da transformação das fases minerais presentes como resposta às novas condições ambientais. A tabela 2 mostra os principais minerais encontrados no regolito.

Tabela 2 - Principais minerais primários, característicos dos pegmatitos, e secundários formados após a atuação de processos intempéricos, bem como as implicações geoquímicas.

Minerais primários	Minerais/fases secundárias de alteração	Ambiente de formação	Implicação geoquímica dos principais elementos formadores
Espodumênio, lepidolita, zinnwaldita, petalita	Caulinita, illita, esmectita, montmorilonita, hectorita; Li adsorvido em argilas	Intemperismo, argilização, lateritização inicial	Alta mobilidade
Polucita, lepidolita, zinnwaldita, feldspatos fracionados	Cs adsorvido em caulinita, illita e óxidos de Fe–Mn	Intemperismo e pedogênese	Alta mobilidade controlada por adsorção
Cassiterita; óxidos complexos Sn–Nb–Ta	Cassiterita residual; Sn adsorvido em goethita e ferrihidrita	Ambientes oxidantes, lateríticos e coluvionares	Baixa mobilidade
Xenotímio, monazita, apatita	Minerais primários preservados; enriquecimento residual	Lateritização avançada	Baixa mobilidade
Columbita–tantalita, microlita, wodginita, tapiolita	Minerais primários preservados; enriquecimento residual	Lateritização avançada	Baixa mobilidade
Biotita, anfíbolios	Goethita, hematita, ferrihidrita, lepidocrocita	Oxidação superficial, solos e regolitos	Controle de adsorção de Li, Cs e Sn
Acessório em silicatos e óxidos	Birnessita, criptomelana, pirolusita	Ambientes supergênicos oxidantes	Adsorção seletiva de elementos-traço
Feldspatos, micas	Caulinita, gibbsita, boehmita	Intemperismo intenso	Retenção parcial de Li e Cs

Fonte: Adaptada de Albarède (2009), Alves *et al.* (2017), Cidade *et al.* (2020), London (2014), Misra (2012), Pereira; Ávila; Neumann (2004), Suguio (2003) e White (2013).

3.6 IMPLICAÇÕES PARA MODELOS EVOLUTIVOS E PROSPECÇÃO

A evolução dos pegmatitos graníticos está diretamente associada à cristalização fracionada de magmas graníticos e à concentração de elementos incompatíveis e voláteis, como H₂O, B, F e P. Esses componentes atuam como *fluxes*, reduzindo a temperatura de cristalização e prolongando a permanência do fundido no estado líquido, o que favorece o crescimento de cristais de grandes dimensões e o desenvolvimento de zonamentos internos mineralogicamente

diferenciados (LONDON, 2005, 2008; WALLACE, 2005). Nas porções internas, onde se acumulam os elementos mais incompatíveis, concentram-se também os minerais raros de maior interesse econômico (LONDON, 2008).

As zonas de substituição e cavidades miarolíticas são feições relacionadas a eventos hidrotermais tardios e à circulação de fluidos residuais. Esses fluidos podem migrar ao longo de fraturas que cortam os corpos pegmatíticos, inclusive conectando-se a cavidades mineralizadas. Na prática garimpeira, essas fraturas são reconhecidas como “linhas” e utilizadas como indicadores da presença de geodos mineralizados (LONDON, 2008).

A classificação evolutiva dos pegmatitos graníticos do tipo LCT exemplifica bem esse processo. Esses corpos derivam de fontes máficas a intermediárias e de rochas sedimentares imaturas, evoluindo para composições peraluminosas enriquecidas em elementos como Li, Rb, Be, Sn, Ta, B e F (CERNY; ERCIT, 2005). O avanço do fracionamento magmático, associado à atuação de fluidos residuais, resulta na formação de minerais como espodumênio, lepidolita, columbita-tantalita, pollucita e elbaíta (LONDON, 2008). A turmalina, por sua vez, acompanha a evolução do sistema com mudanças composicionais progressivas, desde variedades ricas em Fe e Mg até espécies ricas em Al e Li, refletindo o enriquecimento em flúor durante o processo (LONDON, 2008).

A interação entre o fundido pegmatítico e suas rochas encaixantes também possui implicações evolutivas e prospectivas. Em especial, o contato com encaixantes máficas pode favorecer processos de hibridização e assimilação parcial, resultando em zonas com assembleias minerais enriquecidas em clorita, titanita e outras fases indicativas de trocas químicas intensas (LONDON, 1990, 2008). Tais interações são favorecidas por contraste composicional, profundidade e regime tectônico, como discutido nos tópicos anteriores.

Entre os processos de alteração mais recorrentes em ambientes pegmatíticos destacam-se a albitização e a greisenização. Ambos refletem a atuação de fluidos hidrotermais ricos em voláteis, que promovem substituições e o crescimento de fases como turmalina, fluorita, cassiterita, quartzo e micas litíferas (LONDON, 2008; WINTER, 2014). Essas alterações ocorrem principalmente em estágios *subsolidus* e têm papel central na redistribuição de elementos incompatíveis em zonas localizadas.

Além disso, a concentração de HFSE, como Nb, Ta, Sn, Ti e U, ocorre em diversos tipos de pegmatitos, tanto LCT quanto NYF (Nióbio-Ítrio-Flúor). Esses elementos tendem a se concentrar em domínios ricos em albita ou micas litíferas e estão associados a minerais como berilo, fosfatos complexos, zircão, topázio, fluorita e turmalina (LONDON, 2008). O reconhecimento dessas zonas é fundamental em estratégias de prospecção mineral.

A colocação dos corpos pegmatíticos é influenciada por estruturas pré-existentes, como fraturas, zonas de cisalhamento e foliações, que atuam como canais preferenciais para a intrusão dos melts residuais (BRISBIN, 1986; DEMARTIS *et al.*, 2011). Nesse contexto, os dados estruturais das rochas encaixantes, bem como as texturas internas dos próprios pegmatitos, fornecem importantes parâmetros para a construção de modelos evolutivos e para a definição de alvos prospectivos. Em particular, feições como zonas de fraturamento, contatos reacionais, alinhamentos de cristais e distribuição de texturas são úteis para identificar porções mineralizadas e orientar trabalhos de campo voltados à exploração mineral.

3.7 CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS

A classificação dos pegmatitos baseia-se em duas abordagens principais: a classificação proposta por Černý & Ercit (2005) e a nova classificação proposta por Wise *et al.* (2022).

3.7.1 Classificação de Černý & Ercit (2005)

A abordagem de Černý & Ercit (2005) organiza os pegmatitos em duas vertentes principais: Classes Geológicas e Famílias Petrogenéticas. As Classes Geológicas baseiam-se na localização geológica, especificamente nas condições de pressão (profundidade) e temperatura das rochas hospedeiras, sendo reconhecidas cinco categorias. A classe Abissal (AB) é formada em grandes profundidades, sob altas pressões e temperaturas. A classe Moscovita (MS) está associada a rochas de fácies anfibolito de alta pressão. A classe Moscovita–Elementos Raros (MSREL) constitui um elo intermediário entre as classes moscovita e de elementos raros. A classe Elementos Raros (REL), a mais estudada, forma-se em profundidades intermediárias a rasas, apresentando acúmulo de metais raros. Por fim, a classe Miarolítica (MI) ocorre em níveis crustais muito rasos e é caracterizada pela presença de cavidades primárias (miarolos) (CERNY; ERCIT, 2005; CERNY, 1991; MADUREIRA *et al.*, 2025).

As Famílias Petrogenéticas, por sua vez, baseiam-se na assinatura geoquímica e na relação com os granitos parentais. A família LCT é enriquecida em lítio, cério e tântalo, além de Rb, Be, Sn, B, P e F, sendo derivada principalmente de granitos do tipo S. A família NYF é enriquecida em nióbio, ítrio e flúor, além de Be, ETR, Sc, Ti, Zr, Th e U, estando relacionada a granitos dos tipos A e I. Por fim, a família denominada mista apresenta características de ambas as famílias, geralmente resultantes da contaminação de magmas NYF por materiais supracrustais (CERNY; ERCIT, 2005; CERNY, 1991; MADUREIRA *et al.*, 2025).

3.7.2 Nova Classificação Proposta por Wise *et al.* (2022)

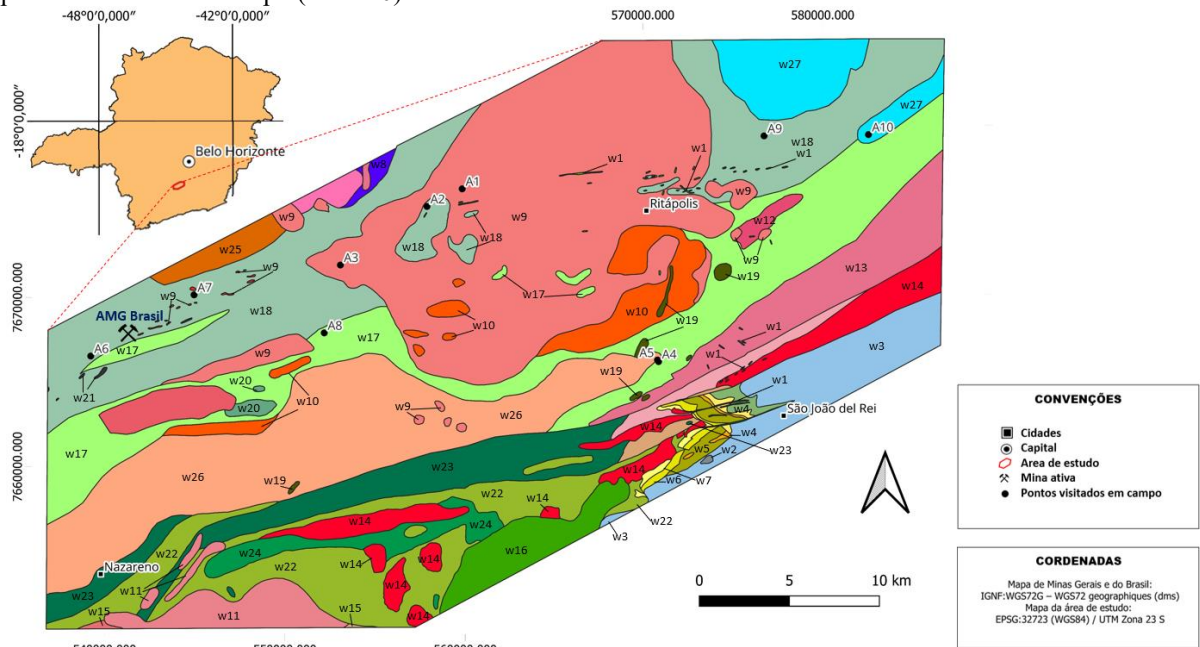
A nova abordagem foi proposta para resolver ambiguidades e confusões no uso dos termos LCT e NYF na descrição de corpos pegmatíticos individuais. Em vez de focar primariamente na profundidade de formação ou apenas na assinatura geoquímica, o sistema prioriza a mineralogia acessória primária e a composição mineral global das rochas (MADUREIRA *et al.*, 2025; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

Nesse contexto, as pegmatitas são divididas em três grupos principais. O Grupo 1 é geralmente enriquecido em Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn, Ta > Nb, B, P e F, e tende a ser gerado a partir de fundidos residuais de granitos do tipo S ou por anatexia direta. O Grupo 2 é caracterizado por minerais enriquecidos em ETR, Y, Nb > Ta, Ti, Zr, U, Th e F, estando frequentemente associado a granitos dos tipos A ou I. Já o Grupo 3 compreende pegmatitos fortemente peraluminosos que contêm silicatos de alumínio, como andaluzita, cianita ou sillimanita, além de minerais como crisoberilo; diferentemente dos demais, esse grupo é derivado exclusivamente por anatexia direta (DPA) (MADUREIRA *et al.*, 2025; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

4 RESULTADOS

As rochas estudadas neste trabalho inserem-se, no contexto da Província Pegmatítica de São João del Rei, e incluem pegmatitos hospedados no Ortognaisse Cassiterita, na Suíte Resende Costa, em rochas metamáficas e metassedimentares da sequência Rio das Mortes e no Batólito Ritápolis (FIG.9).

Figura 9 - Mapa litológico da área de estudo com as principais unidades litoestratigráficas e a localização dos pontos visitados em campo (A1-A10).



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

NEOPROTEROZOICO TONIANO

GRUPO CARRANCA

- w1 Enxame de diques: metadiabásios e metagabros

MESOPROTEROZOICO ESTENTIANO

GRUPO CARANDA

- w2 Formação Barroso
- w3 Formação Prados

MESOPROTEROZOICO CALIMMIANO

GRUPO SÃO JOÃO DEL REI

- Formação Lenheiro
- w4 Metaconglomerado
- w4 Quartzito
- w4 Metapelito
- w5 Formação Tejuco
- w6 Formação São José
- w7 Formação Tiradentes

PALEOPROTEROZOICO RIACIANO

- w8 Unidade Metavulcanossedimentar Mantiqueira
- w9 Metagranitoide Ritápolis
- w10 Metadiorito Brumado

PALEOPROTEROZOICO RIACIANO

- w11 Metagranodiorito Represa dos Camargos
- w12 Metaquartzo-monzodiorito Glória
- w13 Ortognaisse Fé
- w14 Suíte Serrinha
- w15 Ortognaisse Itutinga
- w16 Metagabro São Sebastião da Vitória
- Formação Rio das Mortes
- w17 Metamáfico
- w18 Metassedimentar
- w19 Metaultramáfico
- w20 Corpo Manoel Inácio
- w21 Formações manganêsíferas
- Formação Nazareno
- w22 Metamáfica
- w23 Metaultramáfica vulcânica
- w24 Corpo Forro
- w25 Metatonalito Taboões
- SIDERIANO
- w27 Suíte Resende Costa
- w26 Ortognaisse Cassiterita

Fonte: Adaptado de Ávila *et al.* (2019a, 2019b) e Silva *et al.* (2020).

4.1 ORTOGNAISSE CASSITERITA

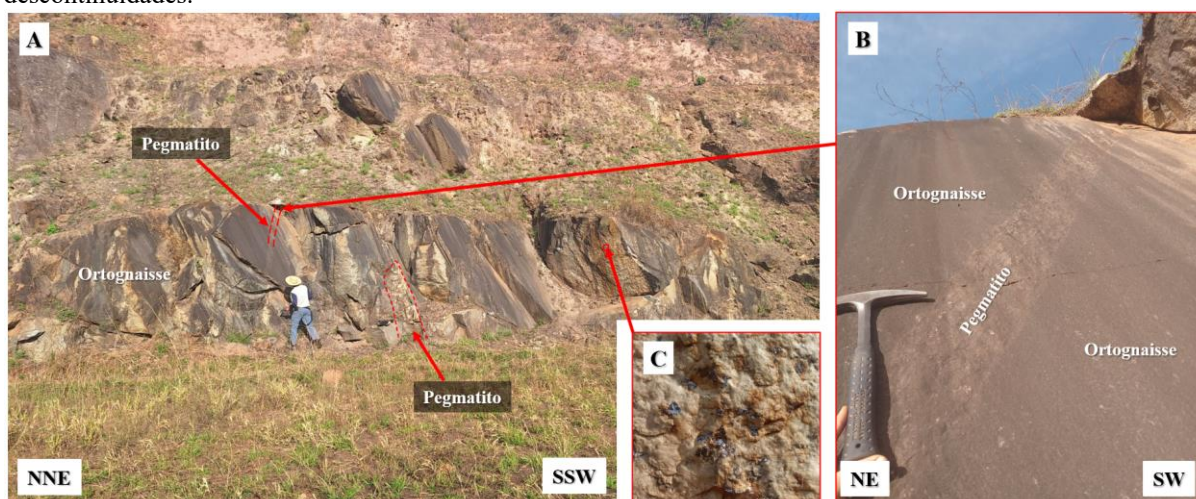
Esta unidade é composta por ortogneisse e corpos pegmatíticos associados, que ocorrem principalmente na forma *pods* ou diques encaixados no ortogneisse.

4.1.1 Ortogneisse

O ortogneisse apresenta como minerais essenciais quartzo (30%), plagioclásio (35%), biotita (10%) e microclínio (20%), enquanto epidoto (5%), titanita (<0,1%), molibdenita (<0,1%) e calcita (<0,1%) ocorrem como acessórios (FIG. 10–12). Trata-se de uma rocha de granulação fina, com estrutura bandada e foliação gnáissica discreta. O bandamento é marcado por bandas quartzo-feldspáticas com concentração de biotita, que define níveis máficos e félsicos. O conjunto de características petrográficas é compatível com metamorfismo em condições de fácies anfibolito. A rocha apresenta granulação fanerítica fina (3–9 mm) e textura granulolepidoblástica, marcada por uma foliação sutil definida pela orientação preferencial da biotita (FIG. 12). A molibdenita e a calcita ocorrem nos planos de fraturas do ortogneisse (FIG. 10A; 10C).

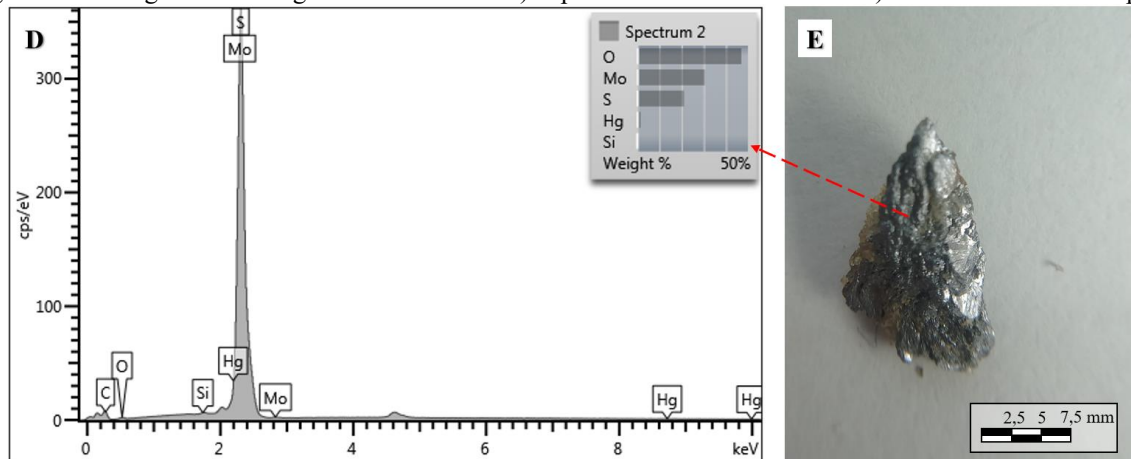
Em cortes de estrada/ferrovia, o ortogneisse é, em geral, bem preservado, com alteração discreta da biotita para óxidos/hidróxidos de ferro, reconhecida por halos castanhos. Em voçorocas, ocorre aumento expressivo do intemperismo, com menor preservação das feições texturais e estruturais (FIG. 13A). Quando a alteração é incipiente, observa-se bandamento gnáissico bem preservado, com mergulho para SE (Sb: 145/40; 130/50; 135/47; 133/58).

Figura 10 - Petrografia do Ortogneisse Cassiterita. A) Afloramento em corte de ferrovia, com destaque para a ocorrência de diques pegmatíticos e a presença de molibdenita no plano de descontinuidade. B) Ortogneisse com um dique pegmatítico intrudindo perpendicularmente à foliação. C) Ocorrência de molibdenita nas descontinuidades.



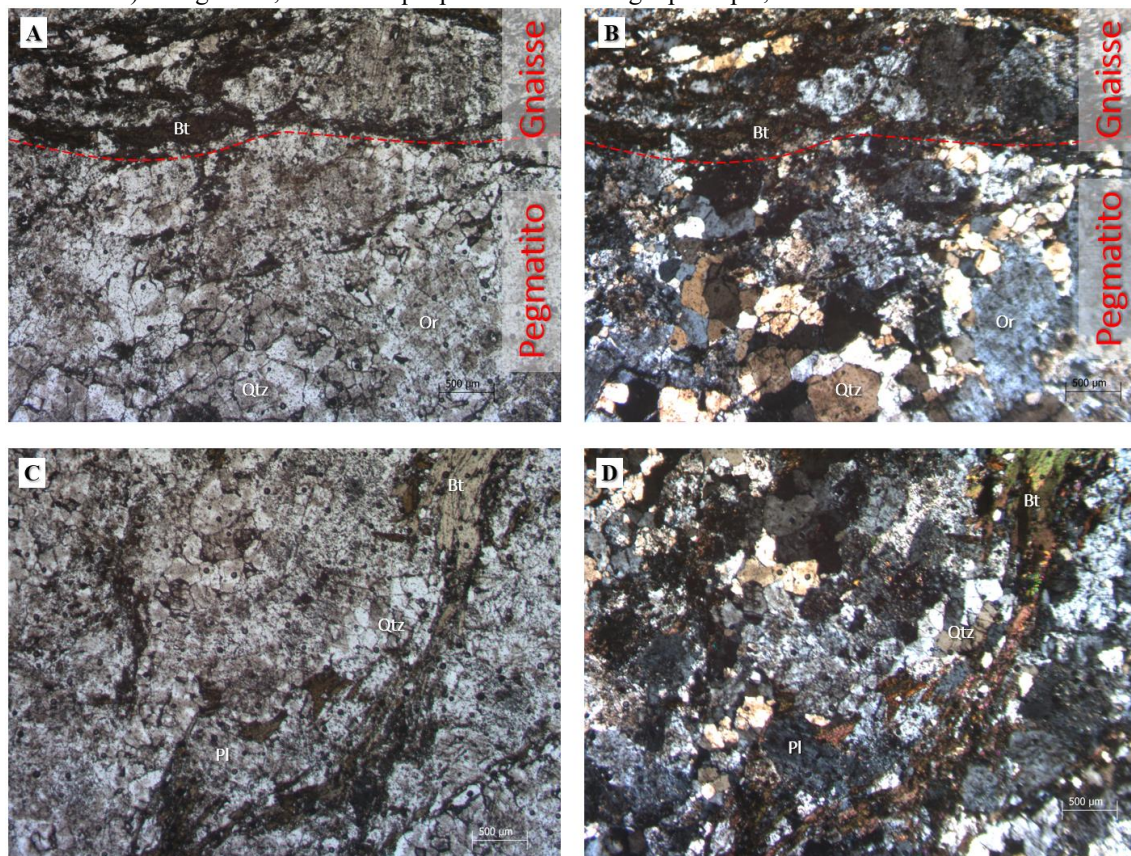
Fonte: Autoria própria.

Figura 11 - Petrografia do Ortognaisse Cassiterita. A) Espectro EDS da molibdenita. B) Molibdenita macroscópica.



Fonte: Autoria própria.

Figura 12 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes ao Ortognaisse Cassiterita. A) Contato entre o ortognaisse e o pegmatito, observado em nicóis descruzados. B) Contato entre o ortognaisse e o pegmatito, observado em nicóis cruzados. C) Ortognaisse, com destaque para sua mineralogia principal, observado em nicóis descruzados. D) Ortognaisse, com destaque para sua mineralogia principal, observado em nicóis cruzados.



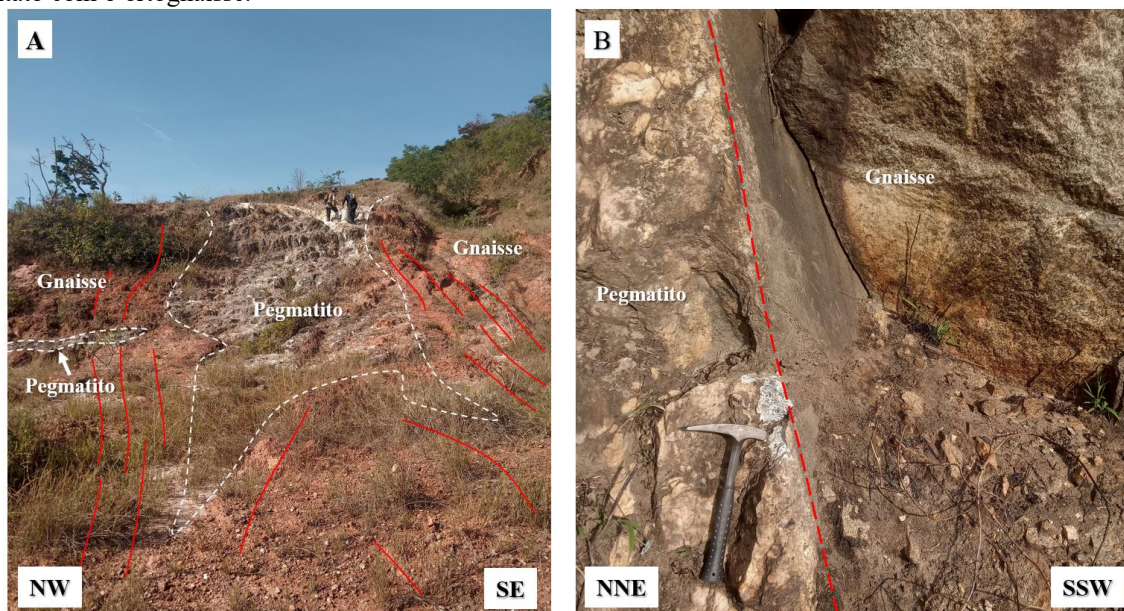
Fonte: Autoria própria.

Corpos pegmatíticos intrudem o ortognaisse predominantemente de forma concordante ao bandamento/foliação (mergulho para SE), embora ocorram intrusões discordantes, localmente perpendiculares ao bandamento na forma de dique ou apófises (FIG. 13A). Os diques pegmatíticos possuem contato reto com o ortognaisse (FIG. 13B).

4.1.2 Pegmatito

O pegmatito ocorre de dois tipos principais (FIG. 13). O primeiro apresenta mineralogia mais simples e é discordante (FIG. 13B), enquanto que o outro apresenta mineralogia mais complexa e encontra-se frequentemente alterado (FIG. 13A).

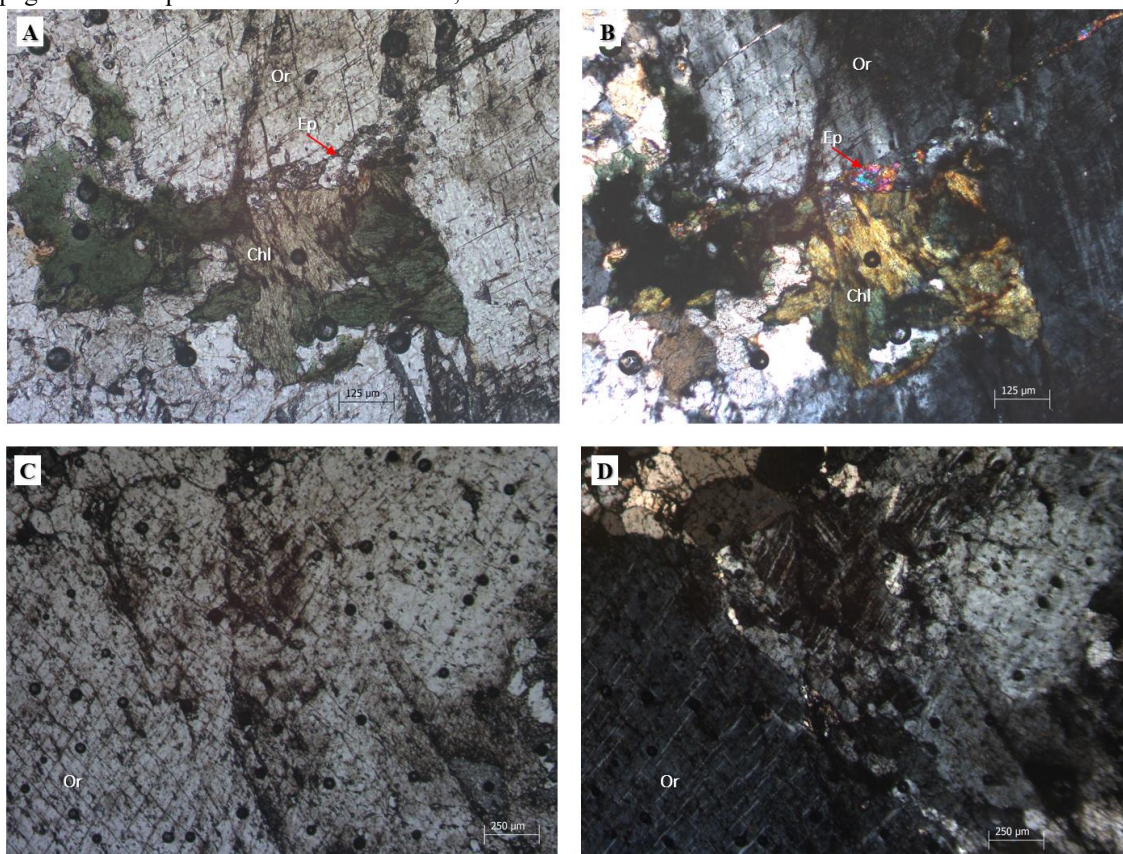
Figura 13 - Petrografia do Ortognaisse Cassiterita. A) Afloramento em corte de ferrovia com as rochas intensamente intemperizadas. Destaca-se a presença do pegmatito de mineralogia mais complexa ocorrendo na forma de *pods* encaixado paralelo ao bandamento. Ademais observa-se a presença de apófises associadas a esse corpo principal. B) Afloramento em corte de ferrovia mostrando o dique pegmatítico de mineralogia simples em contato com o ortognaisse.



Fonte: Autoria própria.

O pegmatito mais simples em termos de mineralogia é constituído por ortoclásio (40%), quartzo (30%) e microclínio (20%) como minerais essenciais, além de epidoto (4%), clorita (2%) e sericita (4%) como fases acessórias/secundárias, estas últimas relacionadas à alteração dos feldspatos (FIG. 14). Trata-se de uma rocha leucocrática, ácida, holocristalina, de textura pegmatóide (com cristais atingindo até 12 cm) e inequigranular seriada. Texturalmente, destaca-se a presença de pertitas, caracterizadas por exsoluções de lamelas de albita em ortoclásio (FIG. 14C–D). Epidoto e clorita ocorrem associados a domínios de alteração, com distribuição localizada (FIG. 14A–B). O grau de preservação varia conforme a exposição: embora ocorram locais bem preservados, em voçorocas é comum a caulinição do feldspato, conferindo coloração esbranquiçada ao pegmatito. Internamente, não foi reconhecido zonamento e não foram identificadas cavidades miarolíticas, caracterizando-o como homogêneo.

Figura 14 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes ao Ortognaisse Cassiterita. A) Destaque para mineralogia acessória e o ortoclásio nas amostras de pegmatito, observado em nicóis descruzados. B) Destaque para mineralogia acessória e o ortoclásio nas amostras de pegmatito, observado em nicóis cruzados. C) Ortoclásio presente no pegmatito com pertitas bem desenvolvidas, observado em nicóis descruzados. D) Ortoclásio presente no pegmatito com pertitas bem desenvolvidas, observado em nicóis cruzados.



Fonte: Autoria própria.

O pegmatito com mineralogia mais complexa ocorre como *pods* concordantes ao bandamento, frequentemente acompanhados por ramificações do tipo apófises discordantes. Além disso, diques subordinados podem ocorrer localmente, alguns com orientação aproximadamente perpendicular à foliação. Este pegmatito encontra-se frequentemente alterado, portanto, sua classificação se deu por análises de DRX e MEV. De modo geral, o saprólito do pegmatito é composto por quartzo e caulinita como fases dominantes. As proporções semiquantitativas estimadas para a amostra são quartzo (77,0% em massa) e caulinita (23,0% em massa), obtidas a partir de intensidades relativas, sem refinamento estrutural (FIG. 15). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Almandina, ankerita, calcita, caulinita, columbita, dravita, eskolaíta, espessartita, gahnita, goethita, hematita, illita, ilmenita, magnetita, malaquita, monazita, pirita, pirolusita, quartzo, xenótimo (Y) e zircão (TAB. 3; FIG. 16; FIG. 17).

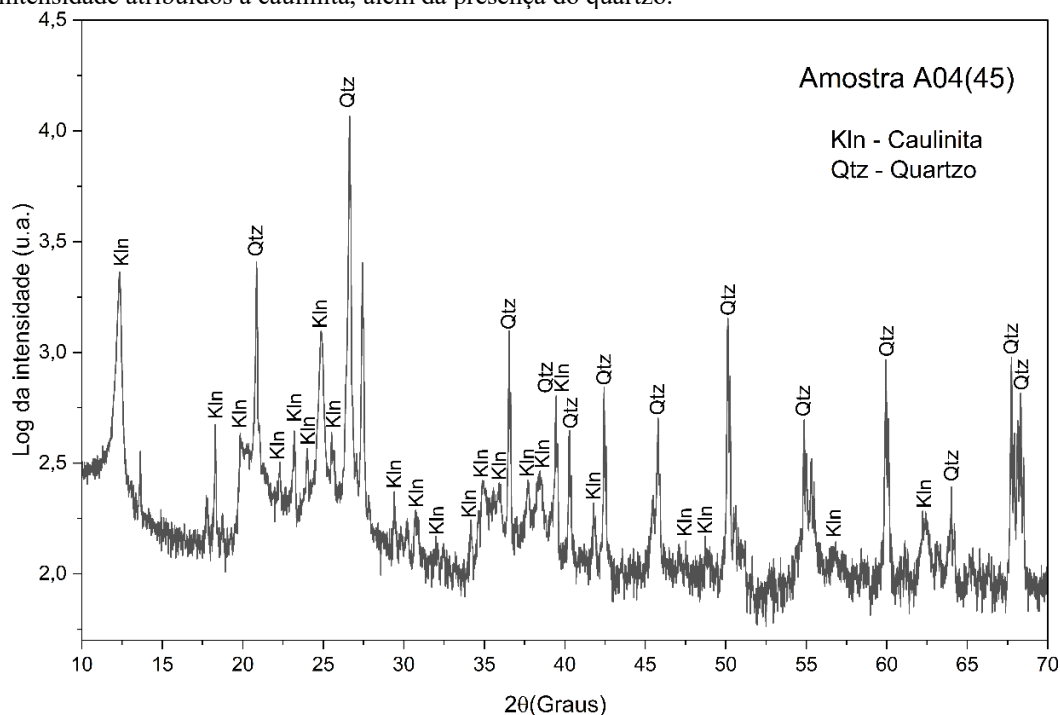
Tabela 3 - Fases minerais identificadas na amostra A04(45)[Referente ao pegmatito alterado do Ortognaisse cassiterita] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Almandina	5	7,46%	7	Por vezes cobertas por óxidos de Fe e Mn
Ankerita	1	1,49%	1	—
Calcita	1	1,49%	1	—
Caulinita	10	14,93%	10	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Columbita	4	5,97%	5	Hábito tabular
Dravita	1	1,49%	1	Hábito prismático alongado
Eskolaíta	3	4,48%	3	—
Espessartita	3	4,48%	3	—
Gahnita	10	14,93%	10	—
Goethita	2	2,99%	2	Produto de alteração nas granadas, Columbita-Tantalita e outro minerais portadores de Fe
Hematita	1	1,49%	1	Hábito Tabular
Illita	4	5,97%	4	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Ilmenita	1	1,49%	1	—
Magnetita	2	2,99%	2	Magnética
Malaquita	2	2,99%	2	—
Monazita	1	1,49%	1	—
Pirita	1	1,49%	1	—
Pirolusita	3	4,48%	3	—
Quartzo	5	7,46%	5	—
Xenótimo (Y)	4	5,97%	5	Hábito bipiramidal
Zircão	3	4,48%	3	Prismático longo
Total	67	100,00%	71	—

Fonte: Autoria própria.

Em imagens BSE (imagem MEV utilizando detectores de Elétrons Retroespalhados – *Backscattered Electrons* - BSE), as granadas ocorrem predominantemente como grãos subédricos, com hábito tendendo ao rombododecaédrico, a anédricos, sem evidências de zoneamento composicional ou variações internas relevantes de contraste. Almandina é frequente e aparece, por vezes, recoberta por uma capa de óxidos/hidróxidos de ferro, interpretada como goethita. Espessartita apresenta características morfológicas semelhantes e também pode estar parcialmente recoberta por goethita. Entre as fases carbonáticas, ankerita e calcita ocorrem como grãos anédricos, sem variações significativas de contraste em BSE. Caulinita ocorre como agregados anédricos, geralmente associada a aluminossilicatos e óxidos, interpretada como produto de alteração de fases aluminossilicáticas.

Figura 15 - Difratoograma de raios X da amostra A04(45) [Referente ao pegmatito alterado do Ortognaisse cassiterita], apresentado com o eixo Y em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos de menor intensidade atribuídos à caulinita, além da presença do quartzo.

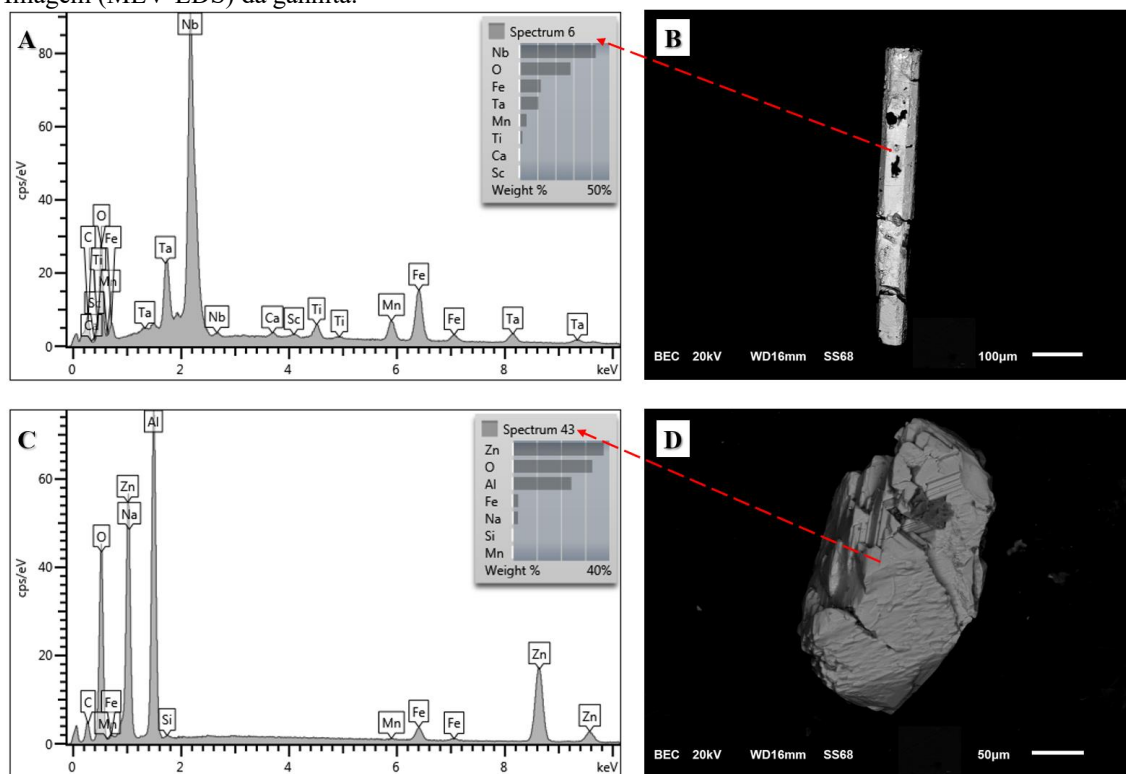


Fonte: Autoria própria.

A fase Nb-Ta ocorre como columbita, em grãos subédricos a anédricos, com hábito tabular e alto contraste em imagens BSE, localmente fraturados e sem zoneamento interno discernível. As análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta e Fe como cátion dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe). Porções com enriquecimento em óxidos/hidróxidos de ferro (goethita/hematita) são interpretadas como produtos de alteração associados a esse mineral. Dravita ocorre como grãos euédricos de hábito prismático alongado, sem variações internas significativas de contraste em BSE. Eskolaíta ocorre como grãos anédricos, também sem evidências de zoneamento composicional.

Entre os óxidos, gahnita ocorre como grãos anédricos a subédricos, com hábito compatível com tendência octaédrica e contraste relativamente homogêneo em BSE. Goethita ocorre como fase anédrica e aparece frequentemente como material de recobrimento/alteração associado a granadas, columbita-tantalita e outras fases portadoras de Fe. Hematita ocorre como grãos anédricos, sem variações internas relevantes de contraste. Illita, por sua vez, ocorre como agregados anédricos, frequentemente associados a óxidos e aluminossilicatos, interpretada como produto de alteração.

Figura 16 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A04(45) [Referente ao pegmatito alterado do Ortognaisse cassiterita] analisados em MEV. A) Espectro referente a columbita evidenciando a composição química do mineral. B) Imagem (MEV) utilizando detectores de Elétrons Retroespalhados (*Backscattered Electrons* - BSE) da columbita. C) Espectro referente a gahnita evidenciando a composição química do mineral. D) Imagem (MEV-EDS) da gahnita.

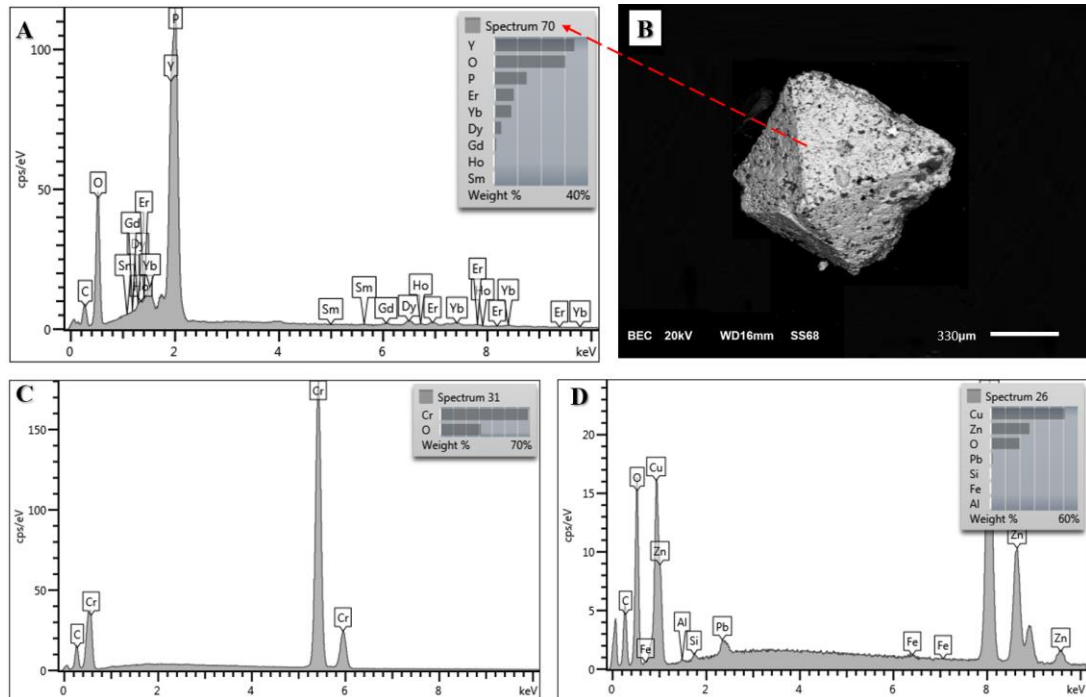


Fonte: Autoria própria.

Outras fases opacas incluem magnetita, pirita e pirolusita. Magnetita ocorre como grãos anédricos, sem zoneamento composicional evidente. Pirita ocorre como grãos euédricos, com hábito cúbico. Pirolusita ocorre como grãos anédricos, sem variações internas relevantes em BSE. Malaquita foi identificada em grãos anédricos. A fase silicática comum, quartzo, é observado como grãos anédricos. Já a ilmenita, também anédrica, com contraste uniforme em BSE.

As fases portadoras de ETR e incluem xenótimo e monazita, além de zircão. O xenótimo ocorre como grãos euédricos de hábito bipiramidal, com contraste homogêneo em BSE e sem zoneamento composicional evidente; localmente, observa-se associação com monazita, que ocorre adjacente ou como pequenas porções incluídas/aderidas ao xenótimo. O zircão ocorre como grãos euédricos, de hábito prismático alongado, também sem evidências de zoneamento em BSE.

Figura 17 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A04(45) [Referente ao pegmatito alterado do Ortognaisse cassiterita] analisados em MEV. A) Espectro referente ao xenótimo (Y) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) do xenótimo (Y). C) Espectro referente a eskolaíta evidenciando a composição química do mineral. D) Espectro referente a malaquita evidenciando a composição química do mineral.



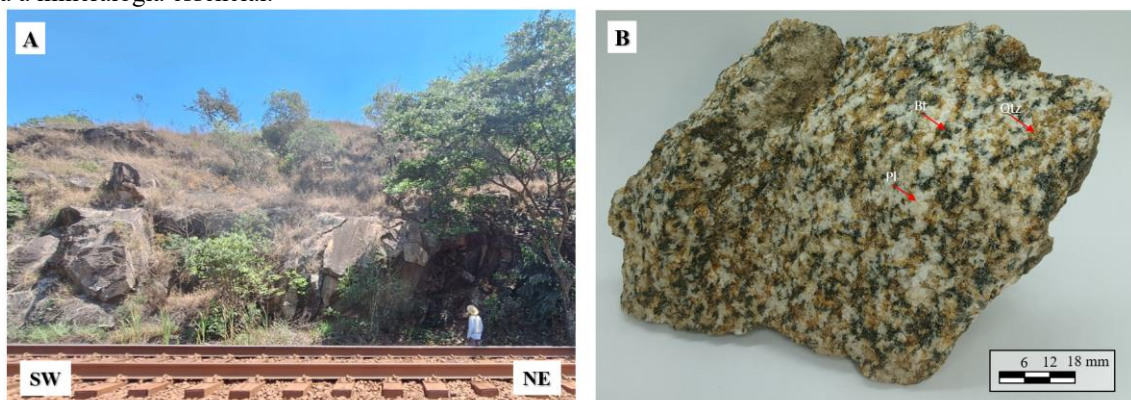
Fonte: Autoria própria.

4.2 RESENDE COSTA

4.2.1 Granito

O granito é constituído essencialmente por plagioclásio (~45%), quartzo (~35%) e biotita (~20%) (FIG. 18). A rocha apresenta textura fanerítica fina e equigranular, com cristais em torno de 0,8 mm. Observam-se manchas alaranjadas associadas à alteração da biotita para óxidos e hidróxidos de ferro, que impregnam localmente o quartzo e o plagioclásio, conferindo tonalidade amarelada a alaranjada à amostra (FIG. 18B).

Figura 18 - Petrografia da suíte Resende Costa. A) Afloramento em corte de ferrovia. B) Granito com destaque para a mineralogia essencial.



Fonte: Autoria própria.

4.3 RIO DAS MORTES METAMÁFICO

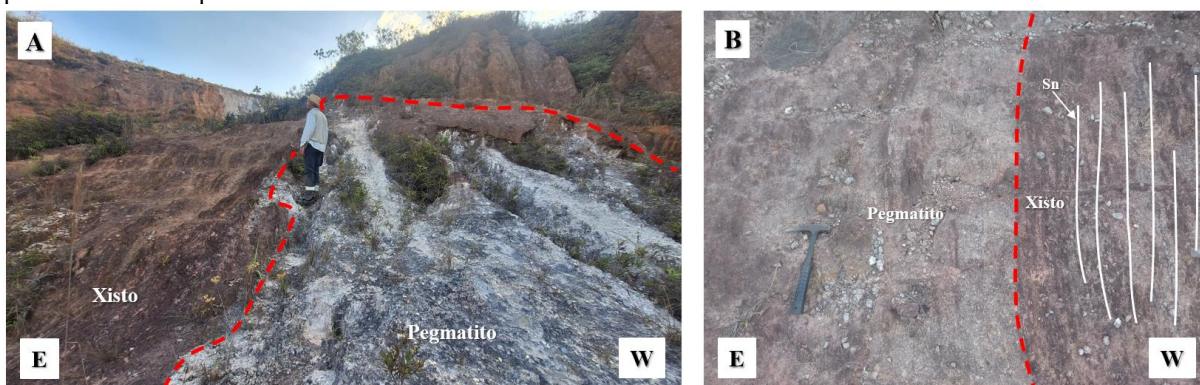
4.3.1 Xisto

O xisto é composto por quartzo, feldspato e filossilicatos, com alteração expressiva para caulinita (a partir de feldspato/filossilicatos) e para óxidos/hidróxidos de ferro (FIG.19). Devido o grau de alteração não foi possível realizar a porcentagem modal de cada mineral. Em afloramento, a rocha apresenta coloração predominantemente alaranjada, com intercalações esbranquiçadas associadas à caulinitização. A alternância entre níveis alaranjados (óxidos/hidróxidos de ferro) e brancos (caulinita) define os planos de xistosidade (Sn).

A xistosidade mergulha preferencialmente para SE, com alto ângulo, apresentando as seguintes atitudes: 150/85; 150/80; 133/66; 351/85; 350/67; 352/80; 150/88 (FIG.19B).

O xisto é intrudido por corpos pegmatíticos e por veios de quartzo, que ocorrem tanto concordantes (pegmatito) quanto discordantes (veios de quartzo) em relação à foliação (FIG.19B). Nos veios discordantes, observa-se localmente material escuro nas zonas de contato, possivelmente relacionado a reação/alteração na interface veio—encaixante. As atitudes medidas para os veios discordantes e concordantes são, respectivamente, 270/87 e 175/86.

Figura 19 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Matamáfica. A) Afloramento de voçoroca e/ou cava abandonada com as rochas intensamente intemperizadas. Destaca-se a presença do pegmatito de mineralogia mais complexa ocorrendo na forma de *pods* encaixado paralelo à xistosidade. B) Contato entre o xisto e o pegmatito, com destaque para o contato subparalelo à xistosidade.



Fonte: Autoria própria.

4.3.2 Pegmatito

O pegmatito ocorre como *pods* concordantes ao bandamento, frequentemente acompanhados por ramificações do tipo apófises discordantes. O pegmatito encontra-se frequentemente alterado, portanto, sua classificação se deu por análises de DRX e MEV. De modo geral, o saprólito do pegmatito é composto por caulinita, muscovita e quartzo como fases dominantes. As proporções semiquantitativas estimadas para a amostra são caulinita (39,0% em massa), muscovita (29,0% em massa) e quartzo (32,0% em massa), obtidas a partir de

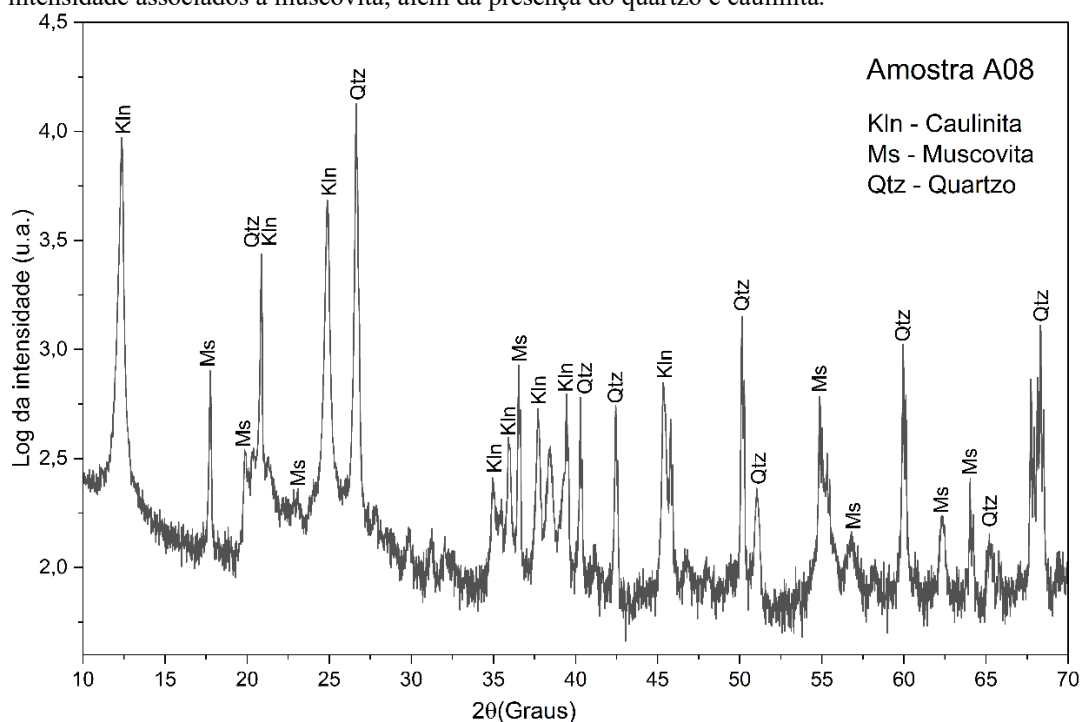
intensidades relativas, sem aplicação de refinamento estrutural (FIG. 20). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Columbita, gahnita, goethita, hematita, illita, kularita (monazita-Ce) e tantalita (TAB. 4; FIG. 21; FIG. 22).

Tabela 4 - Fases minerais identificadas na amostra A08 [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metamáfico] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Columbita	8	32,00%	8	Hábito tabular
Gahnita	8	32,00%	8	—
Goethita	1	4,00%	1	Produto de alteração em fases portadoras de Fe
Hematita	1	4,00%	1	—
Illita	1	4,00%	1	Produto de alteração de aluminossilicatos
Kularita (monazita-Ce)	2	8,00%	2	Hábito bipiramidal
Tantalita	4	16,00%	4	Hábito tabular
Total	25	100,00%	25	—

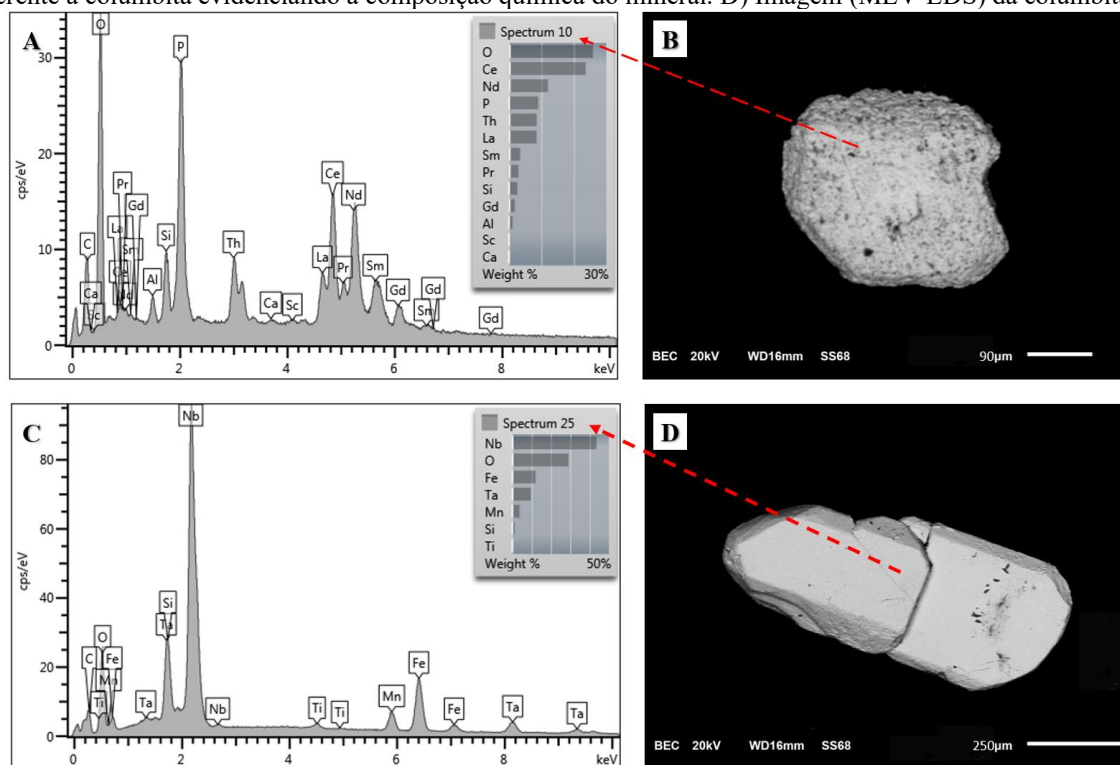
Fonte: Autoria própria.

Figura 20 - Difratoograma de raios X da amostra A08 [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metamáfico], apresentado com o eixo Y em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos de menor intensidade associados à muscovita, além da presença do quartzo e caulinita.



Fonte: Autoria própria.

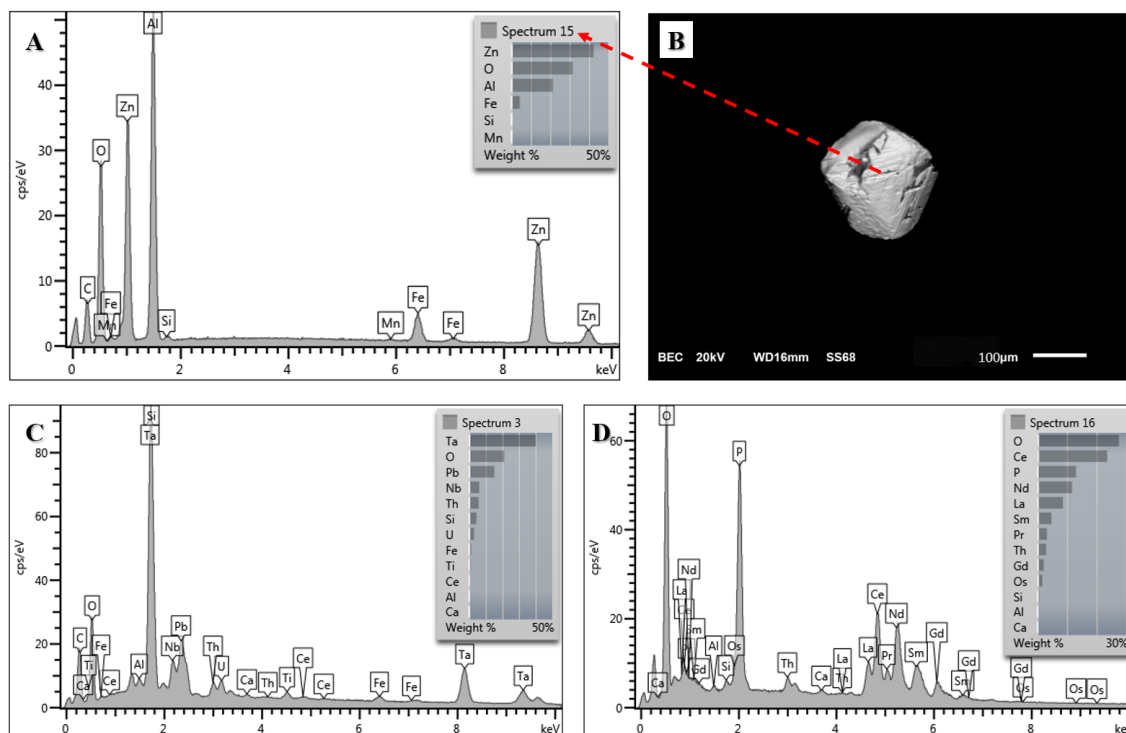
Figura 21 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A08 [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metamáfico] analisados em MEV. A) Espectro referente à kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) da kularita (monazita-Ce). C) Espectro referente à columbita evidenciando a composição química do mineral. D) Imagem (MEV-EDS) da columbita.



Fonte: Autoria própria.

A columbita ocorre como grãos subédricos a anédricos, frequentemente tabulares, com alto contraste em imagens BSE e fraturamento local, sem zoneamento composicional interno discernível. As análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta, com Fe como cátion dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe); porções enriquecidas em óxidos/hidróxidos de ferro (goethita/hematita) são interpretadas como produtos de alteração. A gahnita ocorre como grãos anédricos a subédricos, com hábito compatível com tendência octaédrica, sem variações internas significativas de contraste em BSE. Goethita ocorre como fase anédrica associada a processos de alteração de minerais portadores de Fe, enquanto hematita ocorre como grãos anédricos sem heterogeneidade composicional evidente em BSE. A illita ocorre como agregados anédricos, localmente associados a óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração.

Figura 22 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A08 [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metamáfico] analisados em MEV. A) Espectro referente à gahnita evidenciando a composição química. B) Imagem (MEV-EDS) da gahnita. C) Espectro referente à tantalita evidenciando a composição química do mineral. D) Espectro referente à kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR.



Fonte: Autoria própria.

A kularita (monazita-Ce) ocorre como grãos predominantemente anédricos, sem variações internas relevantes de contraste em BSE. A tantalita ocorre como grãos subédricos a anédricos, frequentemente tabulares, com alto contraste em BSE, fraturamento local e ausência de zoneamento interno discernível. As análises EDS indicam predomínio de Ta sobre Nb, com Fe dominante no sítio M, compatível com tantalita-(Fe); assim como observado para a columbita, porções enriquecidas em óxidos/hidróxidos de ferro podem ocorrer associadas à alteração.

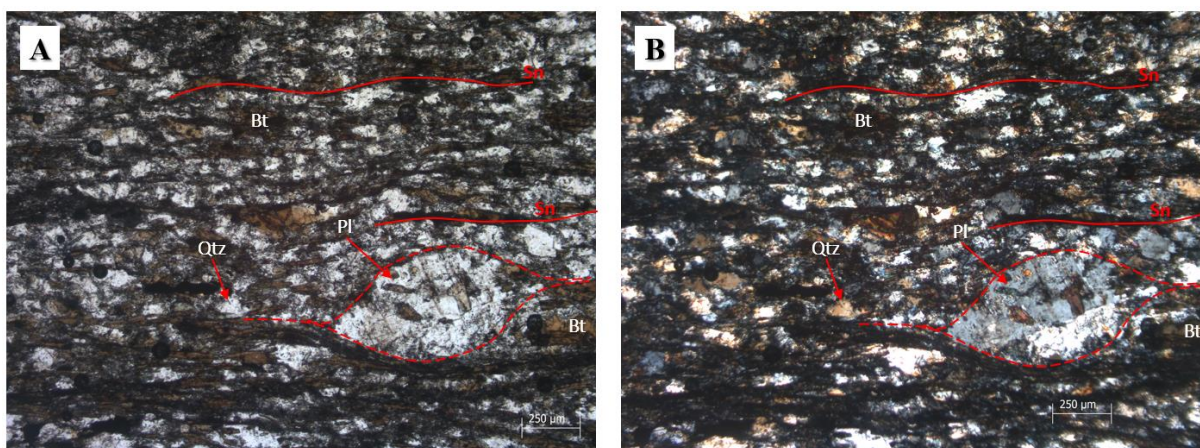
4.4 RIO DAS MORTES METASSEDIMENTAR

Apesar de a literatura propor que o local de ocorrência dessas rochas está relacionado a unidade metassedimentar, neste trabalho se viu o contrário. Esse erro ocorre em função da escala do mapa, embora se trate do mapa mais preciso disponível atualmente. Apesar dessa controvérsia, adotamos a unidade conforme o mapa atual, isto é, Unidade Rio das Mortes Metassedimentar. Nesta unidade ocorrem anfíbolitos, biotita-gnaisses, enstatita-tremolita-biotita-granofels e xistos, além de corpos pegmatíticos que intrudem as litologias encaixantes, em geral aproveitando descontinuidades planares (foliação, xistosidade e bandamento).

4.4.1 Biotita-gnaiss

O biotita-ortognaiss é composto por quartzo (32%), plagioclásio (33%) e biotita (29%) como minerais essenciais, com epidoto (4%), ilmenita (0,8%), titanita (0,8%), pirita (0,3%) e apatita (<0,1%) como acessórios (FIG. 23). Trata-se de uma rocha leucocrática, de granulação fina, com estrutura bandada e foliação gnáissica discreta. O bandamento é definido por níveis quartzo-feldspáticos e níveis enriquecidos em biotita, e ocorrem porfiroclastos de plagioclásio com evidências de rotação. O conjunto de características é compatível com metamorfismo de alto grau, em condições de fácies anfibolito.

Figura 23 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes a unidade Rio das Mortes Metasedimentar. A) Destaque para mineralogia essencial do biotita-gnaiss, observado em nicóis descruzados. B) Destaque para mineralogia essencial do biotita-gnaiss, observado em nicóis cruzados.



Fonte: Autoria própria.

Em afloramento, é comum ocorrer intemperismo intenso, com desenvolvimento de produtos de laterização, incluindo goethita, e formação local de material ferruginoso escuro, descrito aqui como canga laterítica. Em alguns pontos, esse material escuro concentra-se junto aos contatos entre veios de quartzo e o gnaiss intemperizado. Quando a alteração é incipiente, o gnaiss preserva bandamento (Sb) com mergulho preferencial para SE, com atitudes 145/35; 160/38; 110/20; 115/34 (FIG. 24). Veios de quartzo são frequentes e ocorrem, em geral, subparalelos ao bandamento ao longo do afloramento.

Em zonas originalmente mais ricas em feldspato, o intemperismo gera massas claras de caulim, dominadas por caulinita (~90%), com quartzo e óxidos/hidróxidos de ferro em proporções subordinadas (~5% cada). De modo geral, o biotita-ortognaiss, quando frequentemente alterado, foi classificado por análises de DRX e MEV. As proporções semiquantitativas estimadas para a amostra revelam, juntamente com evidências de porções ricas em feldspato, que o biotita-ortognaiss encontra-se cortado por diques pegmatíticos

simples, refletindo uma mineralogia composta por quartzo (64,0%), caulinita (26,0%) e muscovita (10,0%), dados estes obtidos a partir de intensidades relativas, sem aplicação de refinamento estrutural (FIG. 25). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Actinolita, Almandina, Antigorita, Goethita, Ilmenita e Quartzo (TAB. 5; FIG. 26).

Figura 24 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Afloramento de corte de estrada intensamente intemperizadas. Destaca-se a presença de bandamento no biotita-gnaiss. B) Biotita-gnaiss fortemente intemperizado com bandamento definido por porções escuras ricas em óxidos de ferro principalmente, fruto da alteração da biotita e bandas claras contendo caulinita e quartzo principalmente.



Fonte: Autoria própria.

Tabela 5 - Fases minerais identificadas na amostra A02-B [referente ao biotita-gnaiss alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] e sua frequência relativa.

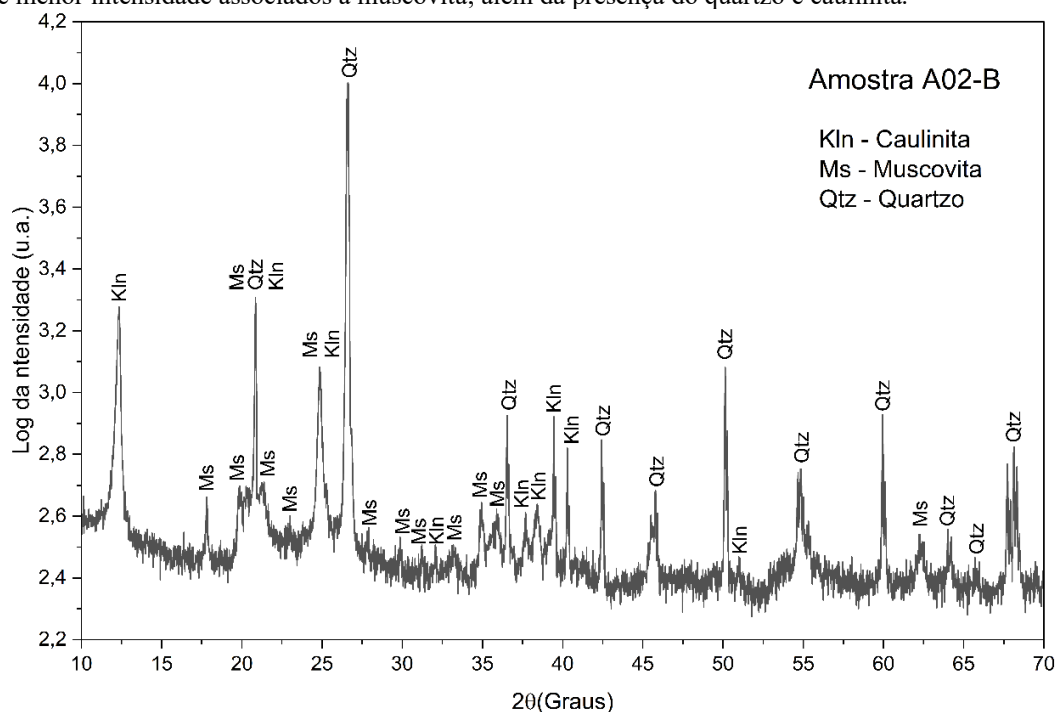
Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Actinolita	1	3,57%	1	Hábito prismático alongado
Almandina	10	35,71%	13	—
Antigorita	3	10,71%	3	Hábito prismático alongado
Goethita	12	42,86%	12	—
Ilmenita	1	3,57%	1	—
Quartzo	1	3,57%	1	—
Total	28	100,00%	31	—

Fonte: Autoria própria.

A actinolita ocorre como grãos euédricos, de hábito prismático alongado, sem evidências de zoneamento composicional ou variações internas significativas de contraste em BSE. A almandina ocorre principalmente como grãos subédricos a anédricos, com hábito tendendo ao rombododecaédrico, sem heterogeneidade interna evidente em BSE; é comum a

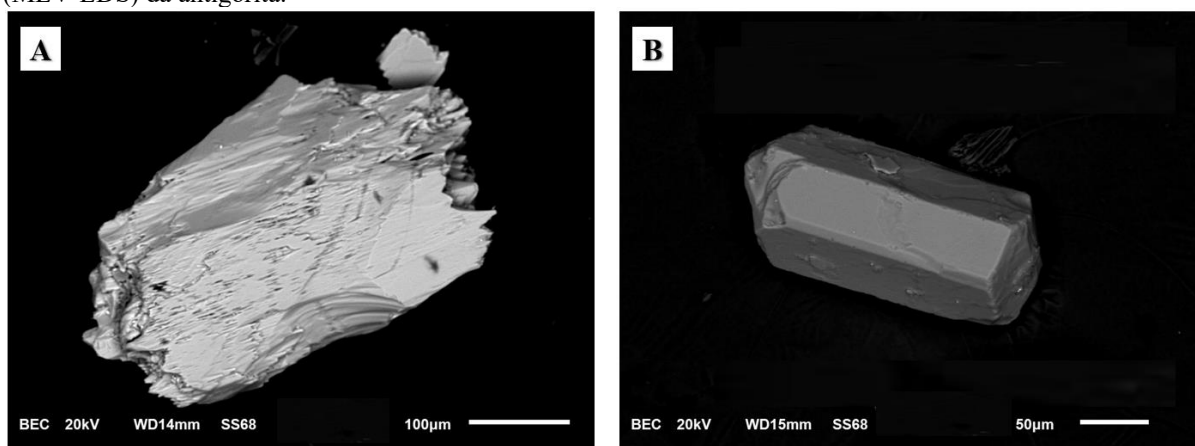
presença de recobrimentos por óxidos/hidróxidos de ferro, interpretados como goethita. A antigorita ocorre como grãos euédricos, prismáticos alongados, com contraste relativamente homogêneo em imagens BSE.

Figura 25 - Difratoograma de raios X da amostra A02-B [referente ao biotita-gnaiss alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar], apresentado com o eixo Y em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos de menor intensidade associados à muscovita, além da presença do quartzo e caulinita.



Fonte: Autoria própria.

Figura 26 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A02-B B [referente ao biotita-gnaiss alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Imagem (MEV-EDS) da actinolita. B) Imagem (MEV-EDS) da antigorita.



Fonte: Autoria própria.

A goethita ocorre como fase anédrica e é abundante na amostra, aparecendo tanto como grãos individualizados quanto como material associado à alteração de fases portadoras de Fe, sobretudo granadas. Ilmenita ocorre como grãos anédricos, sem evidências de zoneamento em

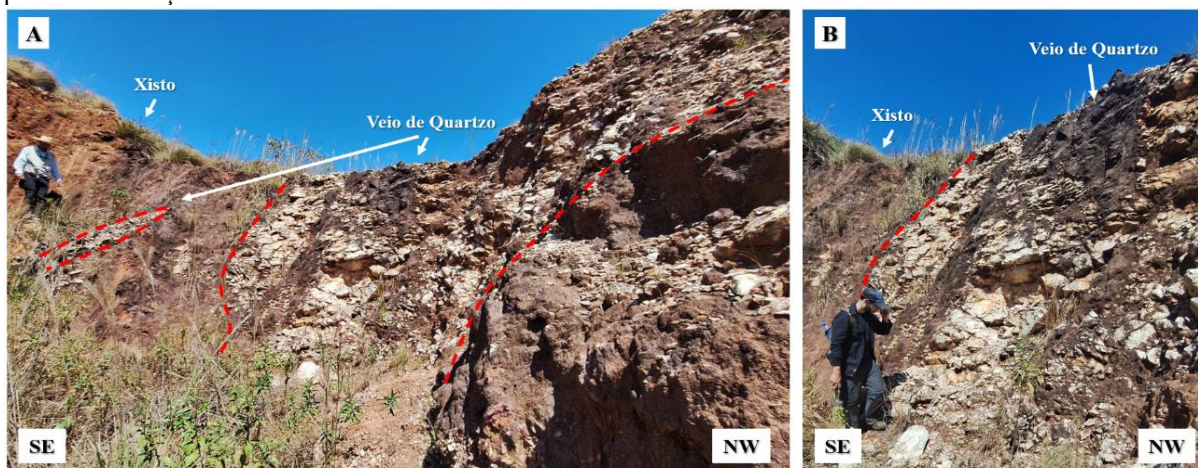
BSE, localmente contendo inclusões de quartzo, que também ocorre como fase anédrica subordinada.

4.4.2 Xisto

O xisto é composto por quartzo, feldspato e filossilicatos, apresentando alteração intensa com formação de caulinita e óxidos/hidróxidos de ferro. Devido o grau de alteração não foi possível realizar a porcentagem modal de cada mineral. Em afloramento, a rocha exibe coloração arroxeada associada à oxidação, com intercalações claras relacionadas à caulinitização; essas variações realçam relictos da xistosidade (Sn).

A Sn mergulha para SE, com atitudes 150/50; 115/45 e 125/65 (FIG. 27). Veios de quartzo ocorrem como corpos tabulares, com espessura decimétrica a métrica, em geral paralelos à xistosidade. Nas bordas dos veios observa-se deflexão local da foliação, com atitudes registradas em 348/65 e 336/50. Não foram reconhecidas inclusões visíveis no quartzo dos veios, nem fases acessórias como feldspato ou muscovita.

Figura 27 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A–B) Afloramento de cava abandonada contendo xisto intensamente intemperizadas. Destaca-se a presença de veio de quartzo de dimensões variadas paralelo à foliação.



Fonte: Autoria própria.

4.4.3 Anfibolito

O anfibolito é constituído por hornblenda verde (92,5%) e plagioclásio (1%) como minerais essenciais, com quartzo (5%), ilmenita (0,9%), titanita (0,5%), apatita (<0,1%) e granada (<0,1%) como acessórios (FIG. 28–29). A rocha é esverdeada, de textura nematoblástica, marcada pela orientação preferencial da hornblenda. A granulação fina da mineralogia principal é de aproximadamente 0,6 mm, com distribuição bimodal adicional (populações em torno de 0,4 mm e 0,05 mm). Observa-se estrutura bandada, definida por bandas leucocráticas ricas em quartzo, com espessuras entre 0,2 e 1,5 mm e comprimentos

superiores a 14 mm (FIG. 29). As características são compatíveis com fácies anfibolito e metamorfismo de grau médio.

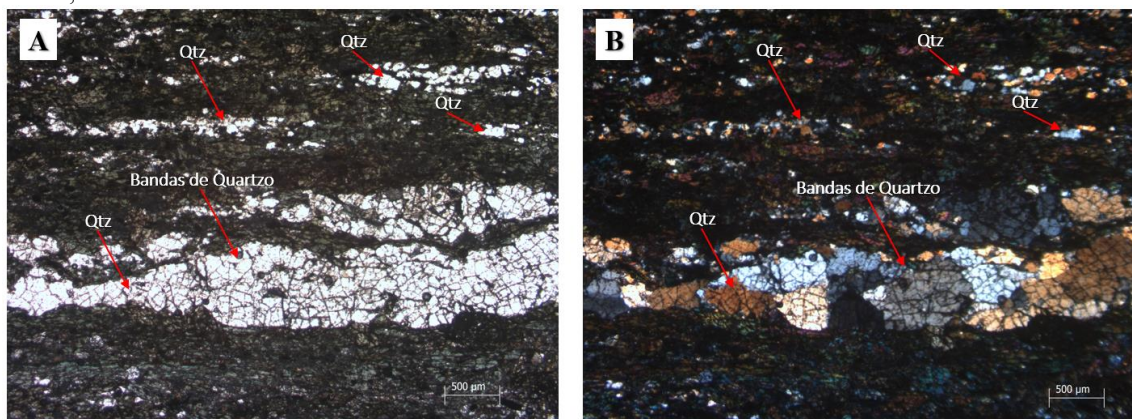
Em algumas porções o anfibolito é mais fino e dominado por hornblenda verde (90%) e contém diopsídio (5%) como fase essencial subordinada; quartzo (3,5%), ilmenita (0,9%), titanita (0,5%) e apatita (<0,1%) ocorrem como acessórios. A rocha apresenta coloração esverdeada e textura nematoblástica, definida pela orientação preferencial de hornblenda. A granulação da mineralogia principal é muito fina (média ~0,1 mm), com distribuição bimodal marcada por populações em torno de 0,4 mm e 0,05 mm.

Figura 28 - Petrografia da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. Amostra de anfibolito.



Fonte: Autoria própria.

Figura 29 - Petrografia microscópica das rochas unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Destaque para mineralogia essencial do anfibolito, observado em nicóis descruzados. B) Destaque para mineralogia essencial do anfibolito, observado em nicóis cruzados.



Fonte: Autoria própria.

4.4.4 Enstatita–tremolita–biotita–granofels

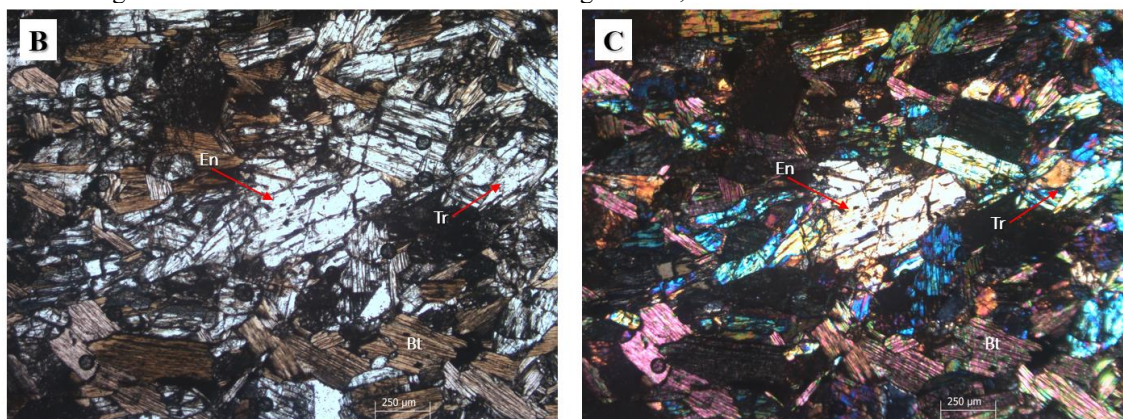
O enstatita–tremolita–biotita–granofels é constituído por biotita (40%), tremolita (37%) e enstatita (23%) como minerais essenciais, com ilmenita (<1%) como fase acessória (FIG. 30–31). Trata-se de uma rocha de coloração marrom e granulação média, com cristais apresentando dimensões médias de aproximadamente 1,25 mm (comprimento) por 0,35 mm (largura). A textura é granoblástica, marcada por mosaico de cristais equidimensionais subédricos a euédricos (FIG. 31). O conjunto de características é compatível com metamorfismo de alto grau.

Figura 30 - Petrografia das rochas unidade Rio das Mortes Metassedimentar. Amostra macroscópica da enstatita–tremolita–biotita–granofels.



Fonte: Autoria própria.

Figura 31 - Petrografia microscópica das rochas unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Destaque para mineralogia essencial da enstatita–tremolita–biotita–granofels, observado em nicóis descruzados. C) Destaque para mineralogia essencial da enstatita–tremolita–biotita–granofels, observado em nicóis cruzados.

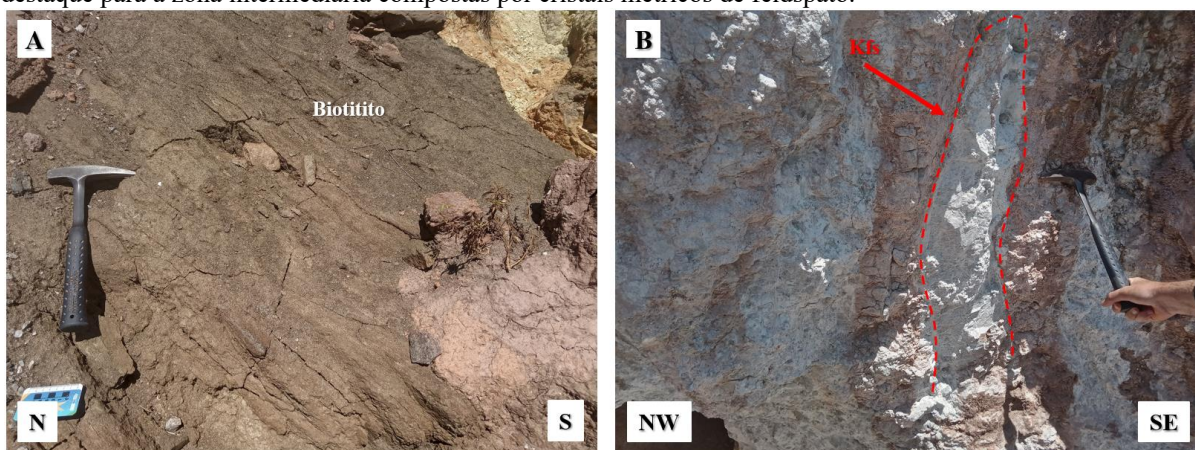


Fonte: Autoria própria.

4.4.5 Pegmatito zonado I

Este pegmatito ocorre como corpos de dimensões da ordem de dezenas de metros, predominantemente na forma de *pods*, podendo apresentar diques subordinados e apófises. Em geral, são intemperizados, com coloração esbranquiçada associada à caulinização (alteração de feldspatos). Em afloramentos representativos, observa-se um pegmatito zonado, no qual se reconhecem ao menos três zonas — borda, intermediária e núcleo — sem identificação de cavidades miarolíticas (FIG. 32).

Figura 32 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Afloramento de cava abandonada com destaque para a zona de borda composta por biotitito. B) Afloramento de cava abandonada com destaque para a zona intermediária compostas por cristais métricos de feldspato.



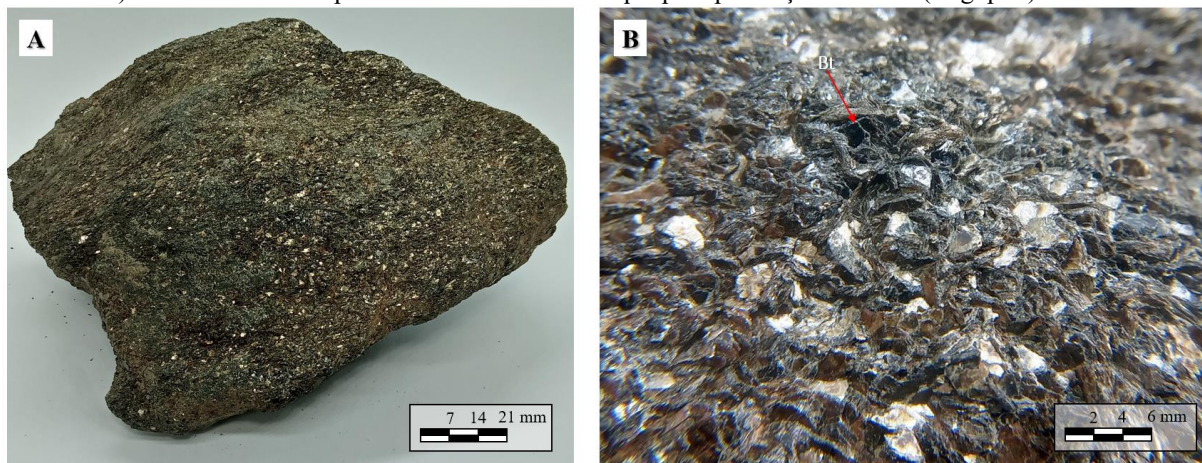
Fonte: Autoria própria.

4.4.5.1 ZONA DE BORDA

A zona de borda, correspondente ao biotitito, é composta essencialmente por biotita (possivelmente flogopita), formando uma rocha fanerítica fina, de textura granoblástica e arranjo decussado, com alteração discreta (FIG. 33). Localmente, são observadas incrustações de óxidos, provavelmente de Mn, descritas como pirolusita, caracterizadas por cor preta, brilho metálico e traço preto.

Algumas porções, provavelmente regiões próximas ao contato da zona de borda com a zona intermediária, o pegmatito possui uma porcentagem maior de feldspatos e está intensamente intemperizado. Devido o grau de alteração, esta porção foi caracterizada por análises de DRX e MEV. Esta porção é composta, em volume, por albita (92,1%), muscovita (3,9%) e quartzo (4,0%) (FIG. 34). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Albita, almandina, anitta, caulinita, columbita, dolomita, goethita, goethita, kularita (monazita-Ce), pirita, schorlita, tantalita, wollastonita e zircão (TAB. 6; FIG. 35).

Figura 33 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Amostra macroscópica do biotitito. B) Amostra macroscópica do biotitito com destaque para presença da biotita (flogopita) decussada.



Fonte: Autoria própria.

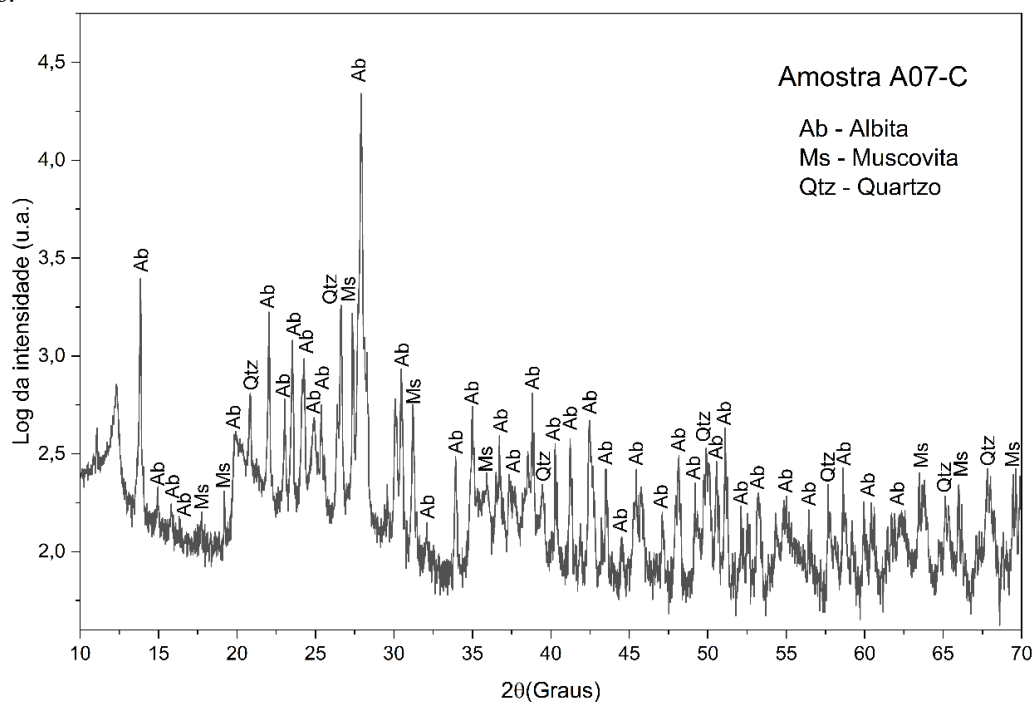
Tabela 6 - Fases minerais identificadas na amostra A07-C [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Albita	1	1,75%	1	—
Almandina	1	1,75%	1	—
Anitta	3	5,26%	3	—
Caulinita	6	10,53%	6	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Columbita	20	35,09%	24	Hábito tabular
Dolomita	1	1,75%	1	Hábito romboédrico
Goethita	2	3,51%	2	—
Kularita	5	8,77%	5	—
(monazita-Ce)				
Pirita	1	1,75%	1	Hábito cúbico
Schorlita	3	5,26%	3	Hábito prismático
Tantalita	10	17,54%	10	—
Wollastonita	1	1,75%	1	—
Zircão	3	5,26%	3	Hábito prismático
Total	57	100,00%	61	—

Fonte: Autoria própria.

Na amostra A07-C, albita ocorre como grão anédrico, sem variações internas relevantes de contraste em BSE. Almandina ocorre como grão anédrico a subédrico, localmente recoberto por produtos ferruginosos interpretados como goethita. Anitta ocorre como grãos predominantemente anédricos, com contraste homogêneo em BSE. Caulinita ocorre como agregados anédricos associados a aluminossilicatos e óxidos, compatível com produto de alteração.

Figura 34 - Difratoograma de DRX da amostra A07-C [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar], em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos subordinados de muscovita e quartzo.



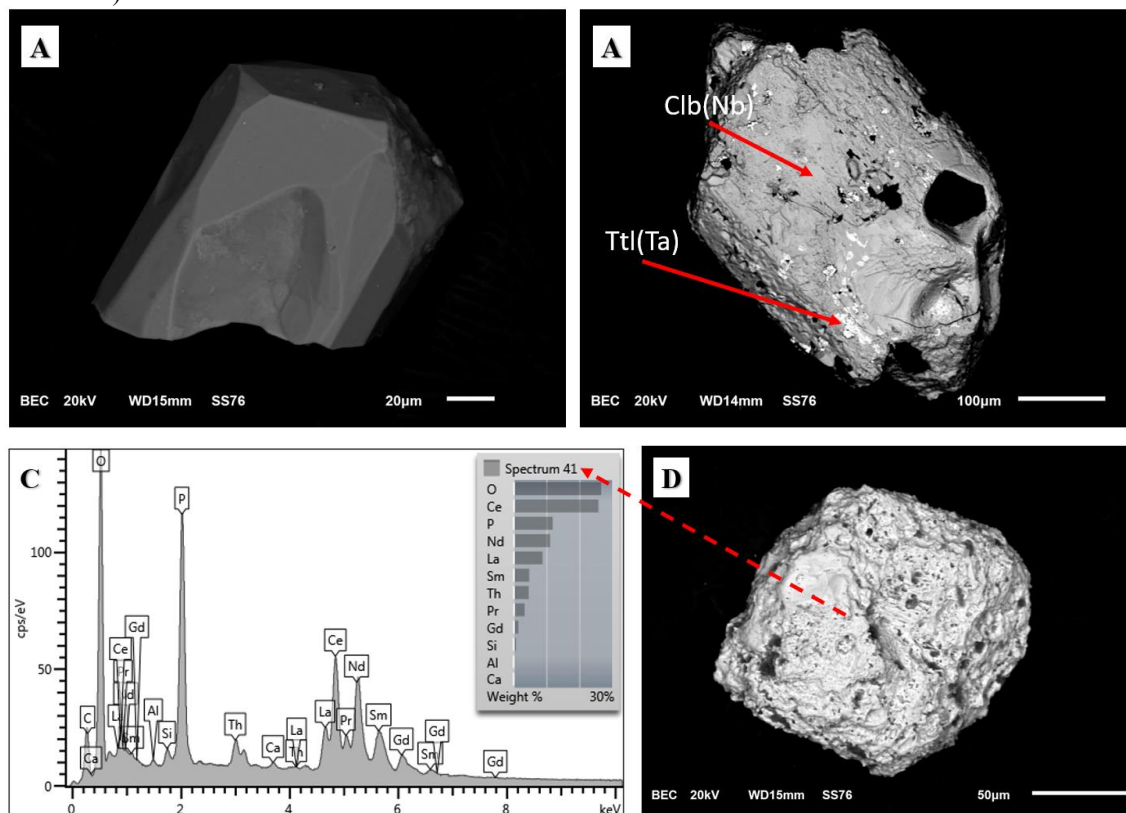
Fonte: Autoria própria.

A fase columbita–tantalita é dominante e ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, de alto contraste em BSE, com fraturamento local e heterogeneidade interna em tons de cinza, interpretada como variação composicional, com domínios mais escuros enriquecidos em Nb (columbita) e domínios mais claros enriquecidos em Ta (tantalita). As análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta e Fe dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe), podendo ocorrer porções associadas a produtos de alteração ricos em óxidos/hidróxidos de ferro.

Dolomita ocorre como grão euédrico de hábito romboédrico, associada a wollastonita. Goethita ocorre como fase anédrica relacionada à alteração de minerais portadores de Fe. Kularita (monazita-Ce) ocorre como grãos anédricos, sem evidências de zoneamento em BSE. Pirita ocorre como grão euédrico, com hábito cúbico e contraste homogêneo em BSE.

Schorlita ocorre como grãos euédricos de hábito prismático alongado, sem variações internas significativas. Tantalita ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, de alto contraste em BSE, com fraturamento local e sem zoneamento interno discernível; as análises EDS indicam predomínio de Ta sobre Nb e Fe dominante no sítio M, compatível com tantalita-(Fe). Zircão ocorre como grãos euédricos prismáticos, sem heterogeneidades internas discerníveis em BSE.

Figura 35 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A07-C [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Imagem (MEV-EDS) da classificação. B) Imagem (MEV-EDS) da columbita com destaque para porções claras enriquecidas e Ta. C) Espectro referente a kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. D) Imagem (MEV-EDS) da kularita (monazita-Ce).



Fonte: Autoria própria.

4.4.5.2 ZONA INTERMEDIÁRIA

A zona intermediária é marcada por colunas monominerálica, que outrora era composta por feldspatos como mineralogia essencial, com espessuras superiores a 20 cm e comprimentos superiores a 1 m, preservando textura de crescimento unidirecional (FIG. 36).

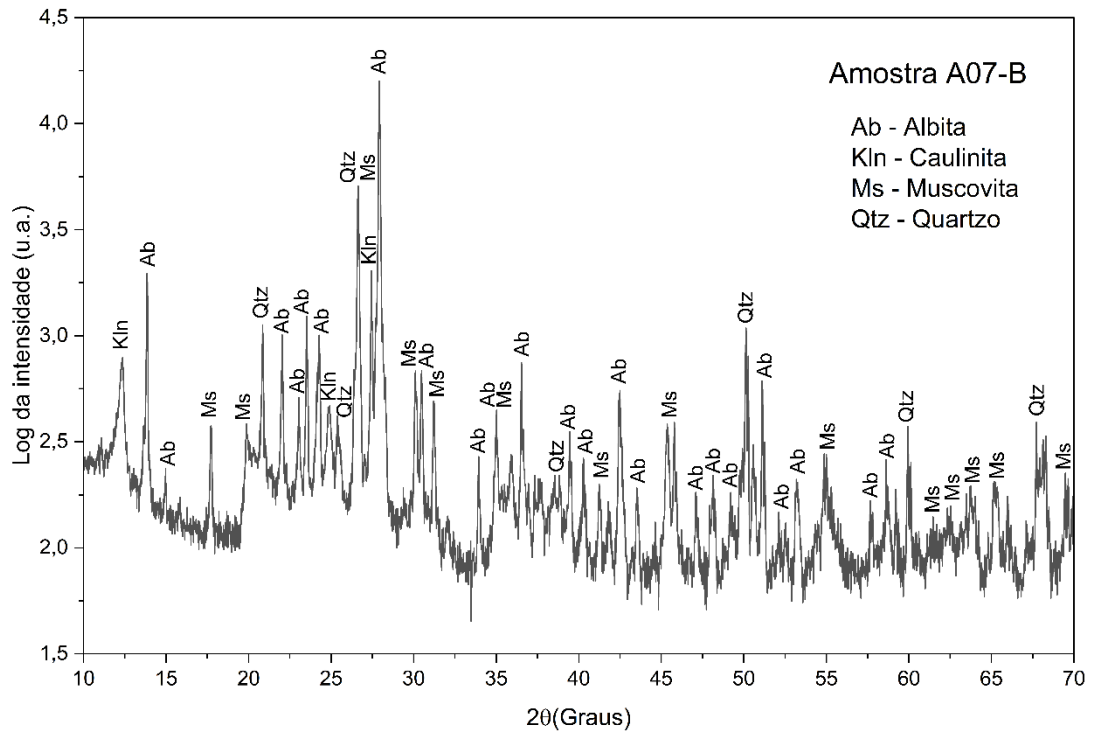
Devido o grau de alteração, esta zona foi caracterizada por análises de DRX e MEV. De modo geral, a zona intermediária é composta, em volume, por albita (62,4%), muscovita (24,7%), quartzo (8,9%) e caulinita (4,0%) (FIG. 37). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Almandina, calcita, caulinita, cheralita, columbita, columbita, espessartita, gahnita, goethita, hematita, illita, ilmenita, kularita (monazita-Ce), limonita níquelífera, magnetita, tantalita e zircão (TAB. 7; FIG. 38; FIG. 39).

Figura 36 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. Afloramento de cava abandonada com destaque para a zona intermediária compostas por cristais métricos de feldspato intensamente alterado.



Fonte: Autoria própria.

Figura 37 - Difratoograma de DRX da amostra A07-B [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar], em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos subordinados de caulinita e muscovita.



Fonte: Autoria própria.

Tabela 7 - Fases minerais identificadas na amostra A07-B [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Almandina	2	2,67%	2	—
Calcita	1	1,33%	1	—
Caulinita	8	10,67%	8	—
Cheralita	1	1,33%	1	Verde fluorescente
Columbita	20	26,67%	21	Hábito tabular
Espessartita	3	4,00%	3	—
Gahnita	3	4,00%	3	—
Goethita	3	4,00%	3	Produto de alteração em fases portadoras de Fe
Hematita	2	2,67%	2	—
Illita	4	5,33%	4	Produto de alteração de aluminossilicatos
Ilmenita	1	1,33%	1	—
Kularita (monazita-Ce)	5	6,67%	7	—
Limonita níquelífera	1	1,33%	1	—
Magnetita	1	1,33%	1	Magnética
Tantalita	17	22,67%	18	Hábito tabular
Zircão	3	4,00%	3	Hábito prismático
Total	75	100,00%	79	—

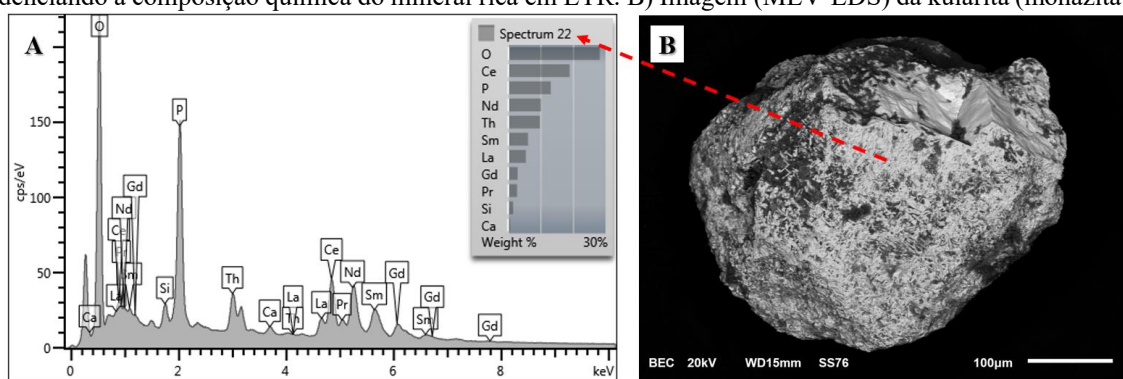
Fonte: Autoria própria.

Na amostra A07-B, almandina ocorre como grãos subédricos a anédricos, sem heterogeneidade interna evidente em BSE, por vezes recobertos por óxidos/hidróxidos de ferro interpretados como goethita. Calcita ocorre como grão anédrico. Caulinita ocorre como agregados anédricos, frequentemente associada a óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração. Cheralita ocorre como grão subédrico equidimensional, de hábito prismático curto, sem zoneamento composicional discernível em BSE.

A fase columbita–tantalita é frequente e ocorre como grãos subédricos a anédricos, geralmente tabulares, com alto contraste em BSE. Em parte dos grãos observa-se variação interna de tons de cinza, interpretada como heterogeneidade composicional, com domínios relativamente mais escuros enriquecidos em Nb (columbita) e domínios mais claros enriquecidos em Ta (tantalita). De modo geral, as análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta e Fe dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe), com ocorrência local de porções alteradas ricas em óxidos/hidróxidos de ferro (goethita/hematita). Espessartita ocorre como grãos subédricos a anédricos, por vezes recobertos por goethita. Gahnita ocorre como grãos euédricos, com hábito compatível com tendência octaédrica e contraste homogêneo.

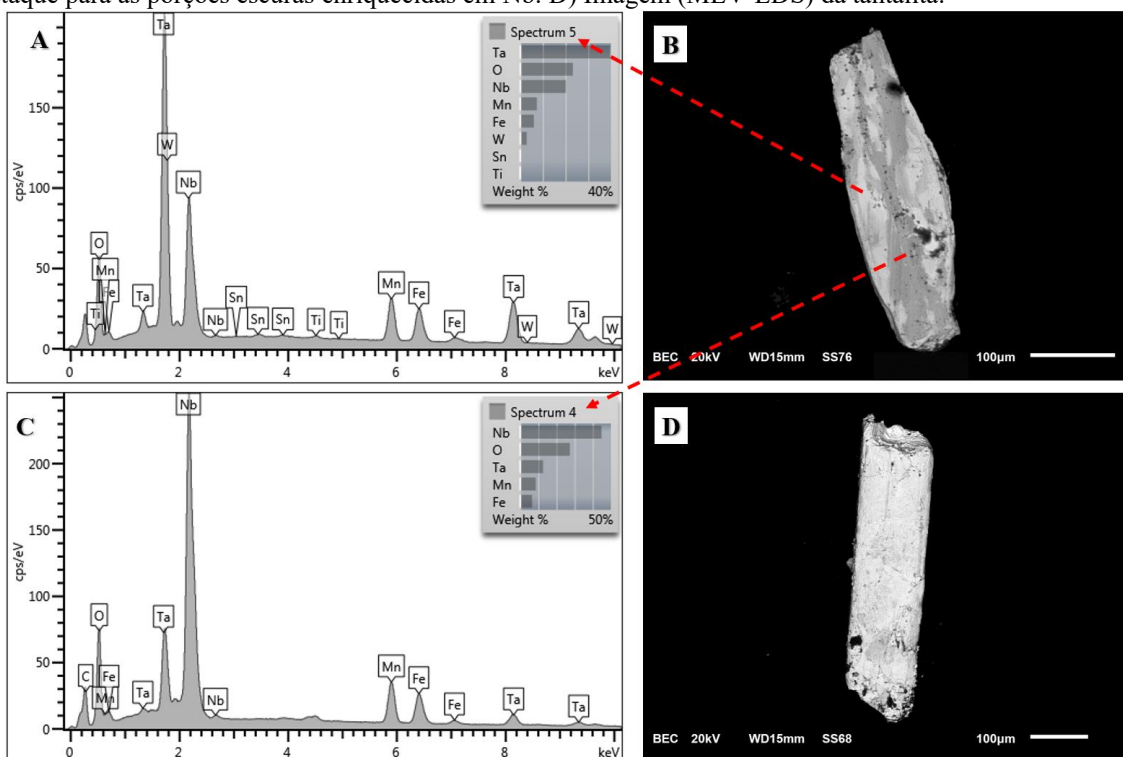
Goethita ocorre como fase anédrica associada a processos de alteração de minerais portadores de Fe.

Figura 38 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A07-B [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) da kularita (monazita-Ce).



Fonte: Autoria própria.

Figura 39 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A07-B [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à columbita com destaque para as porções claras enriquecidas em Ta. B) Imagem (MEV-EDS) da columbita. C) Espectro referente à columbita com destaque para as porções escuras enriquecidas em Nb. D) Imagem (MEV-EDS) da tantalita.



Fonte: Autoria própria.

Hematita ocorre como grãos anédricos a subédricos, localmente com tendência tabular, sem evidências de zoneamento composicional em BSE. Illita ocorre como agregados anédricos associados a óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração. A ilmenita, também anédrica, com contraste uniforme em BSE. Kularita (monazita-Ce) ocorre como grãos

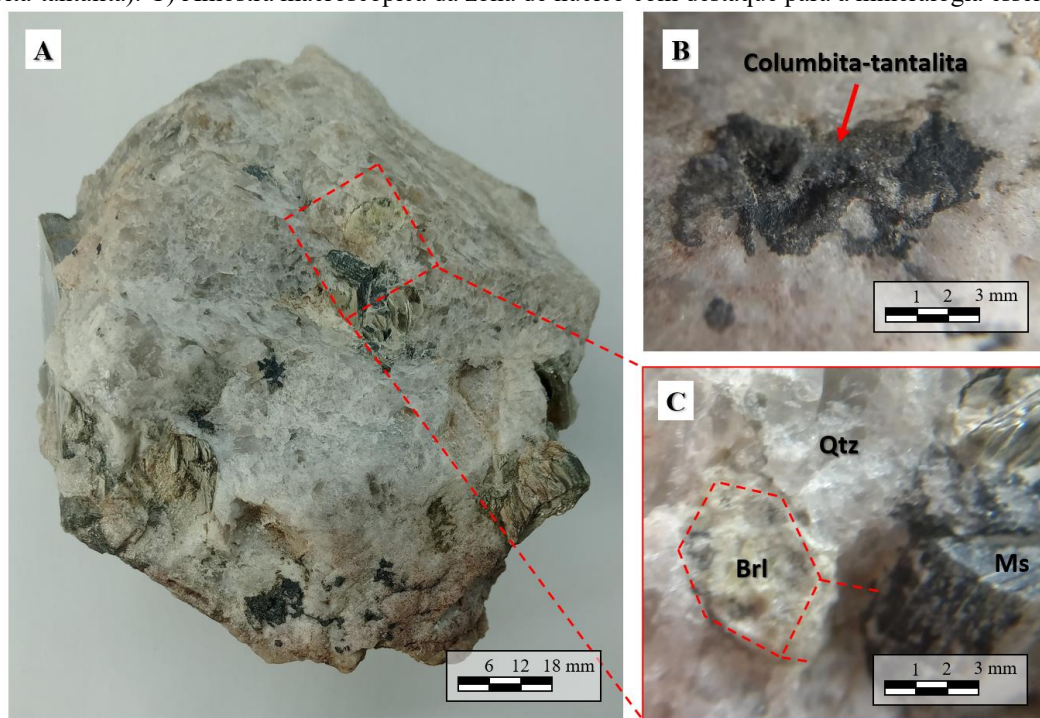
anédricos, sem heterogeneidades internas discerníveis em BSE. A limonita niquelífera ocorre como fase anédrica, com contraste homogêneo.

Magnetita ocorre como grão anédrico, sem variações internas significativas de contraste em BSE. Tantalita ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, com alto contraste, fraturamento local e ausência de zoneamento interno evidente; as análises EDS indicam predomínio de Ta sobre Nb e Fe dominante no sítio M, compatível com tantalita-(Fe), com possível associação a produtos de alteração ricos em óxidos/hidróxidos de ferro. Zircão ocorre como grãos euédricos prismáticos, sem evidências de zoneamento composicional em BSE.

4.4.5.3 ZONA DE NÚCLEO

Já a zona de núcleo é composta por quartzo (~85%), muscovita (~13%), berilo ($\leq 1\%$) e minerais opacos (possivelmente columbita-tantalita) ($\leq 1\%$) (FIG. 40). A muscovita apresenta dimensões centimétricas (comumente ~5 cm, podendo exceder 7 cm). Os minerais opacos são pretos, anédricos e exibem brilho submetálico a terroso. No conjunto, o núcleo é fanerítico grosso, inequigranular, de textura pegmatóide, com alteração moderada, incluindo transformação do berilo para caulinita.

Figura 40 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Amostra macroscópica da zona de núcleo. B) Amostra macroscópica da zona de núcleo com destaque para o mineral opaco (possivelmente columbita-tantalita). C) Amostra macroscópica da zona de núcleo com destaque para a mineralogia essencial.

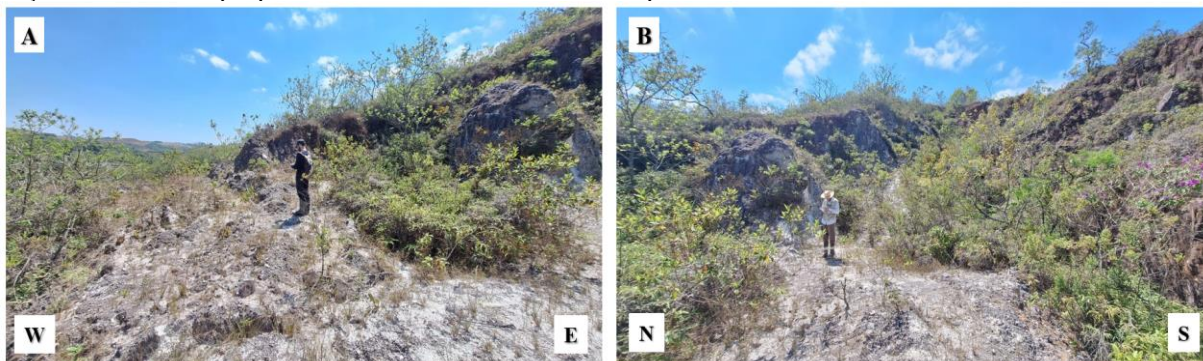


Fonte: Autoria própria.

4.4.6 Pegmatito zonado II

Em voçorocas e em locais com evidências de abertura de trincheiras, ocorrem corpos pegmatíticos muito alterados intrudindo o xisto encaixante (FIG. 41). Foi possível identificar ao menos duas zonas — borda, intermediária— sem identificação de cavidades miarolíticas.

Figura 41 - Afloramentos das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A–B) Afloramento de em voçoroca com destaque para os minerais intensamente intemperizados



Fonte: Autoria própria.

4.4.6.1 ZONA DE BORDA

A zona de borda está intensamente intemperizada, portanto, sua caracterização foi realizada por análises de DRX e MEV. Esta porção é composta, em volume, por quartzo (48,5%), dravita (20,8%), caulinita (19,8%) e biotita (10,9%) (FIG. 42). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: almandina, biotita, cassiterita, caulinita, cheralita (monazita de Ca e Th), columbita, gahnita, goethita, hematita, ilmenita, muscovita, ortoclásio, pirolusita, rutilo, schorlita, tantalita, xenótimo e zircão (TAB. 8; FIG. 43; FIG. 44; FIG. 45).

Em imagens BSE, almandina ocorre como grãos subédricos a anédricos, com hábito tendendo ao rombododecaédrico e contraste interno homogêneo; é comum a presença de recobrimentos por óxidos/hidróxidos de ferro, interpretados como goethita. Biotita e muscovita ocorrem como grãos subédricos de hábito placoide, sem evidências de heterogeneidade interna relevante em BSE. A cassiterita constitui a fase mais frequente, ocorrendo como grãos predominantemente anédricos, sem heterogeneidade interna evidente em imagens BSE. Caulinita ocorre como agregados anédricos, frequentemente associada a óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração.

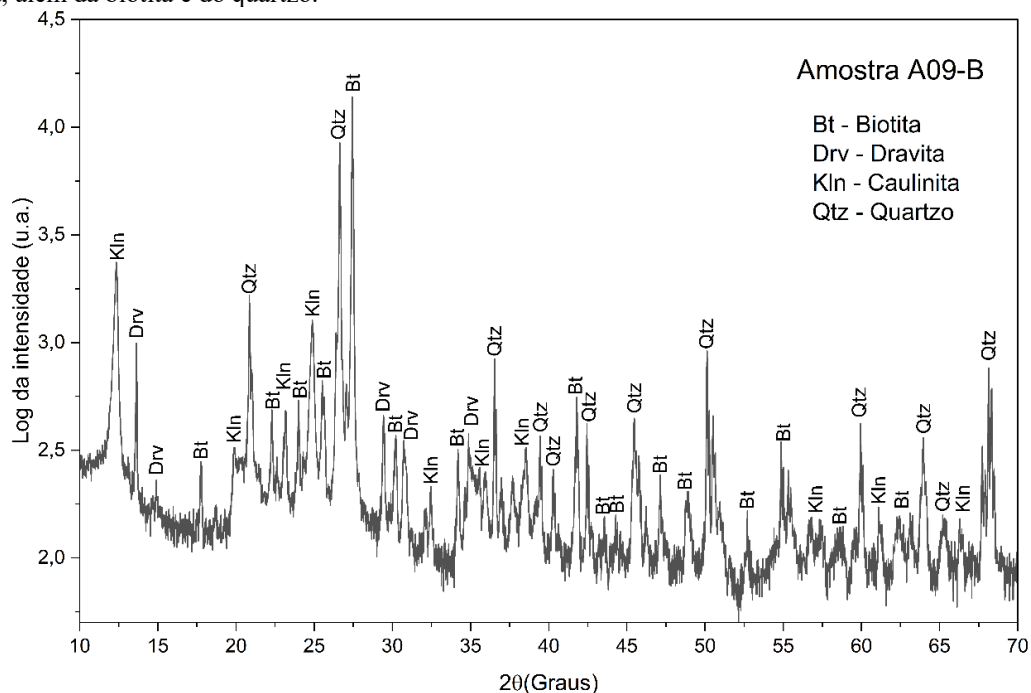
Tabela 8 - Fases minerais identificadas na amostra A09-B E A09-E [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Almandina	16	14,81%	20	—
Biotita	4	3,70%	7	Hábito placoide
Cassiterita	18	16,67%	18	—
Caulinita	6	5,56%	6	—
Cheralita (Monazita de Ca e Th)	1	0,93%	1	—
Columbita	16	14,81%	17	Hábito tabular
Gahnita	18	16,67%	19	—
Goethita	3	2,78%	4	Produto de alteração em fases portadoras de Fe
Hematita	4	3,70%	4	—
Ilmenita	1	0,93%	1	—
Muscovita	1	0,93%	1	Hábito placoide
Ortoclásio	2	1,85%	2	—
Pirolusita	1	0,93%	1	Hábito botrioidal
Rutilo	1	0,93%	1	—
Schorlita	2	1,85%	2	—
Tantalita	1	0,93%	1	—
Xenótimo (Y)	3	2,78%	4	Hábito bipiramidal
Zircão	10	9,26%	10	Hábito prismático
Total	108	100,00%	119	—

Fonte: Autoria própria.

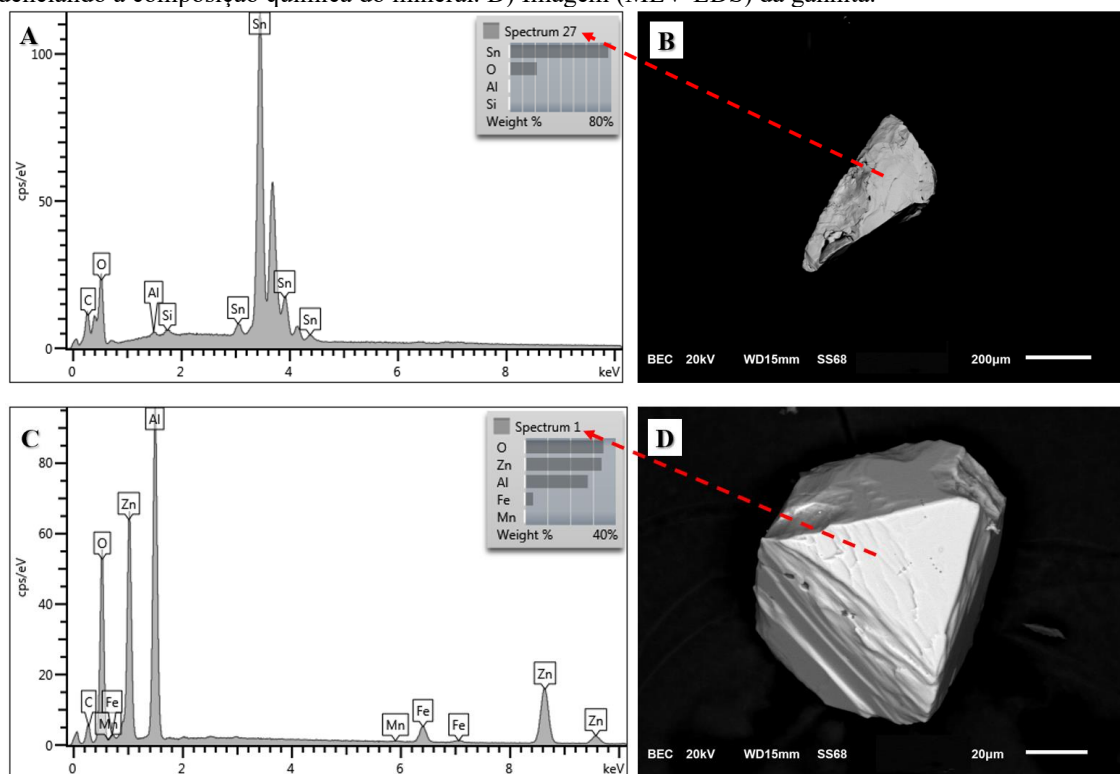
A cheralita ocorre como grão subédrico equidimensional sem zoneamento composicional evidente em BSE; localmente, observa-se inclusão/associação com columbita. A columbita é frequente e ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, com alto contraste em BSE e fraturamento local; as análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta, com Fe dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe), e podem ocorrer porções alteradas ricas em goethita/hematita.

Figura 42 - Difratoograma de DRX da amostra A09-B [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar], em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos subordinados de caulinita e dravita, além da biotita e do quartzo.



Fonte: Autoria própria.

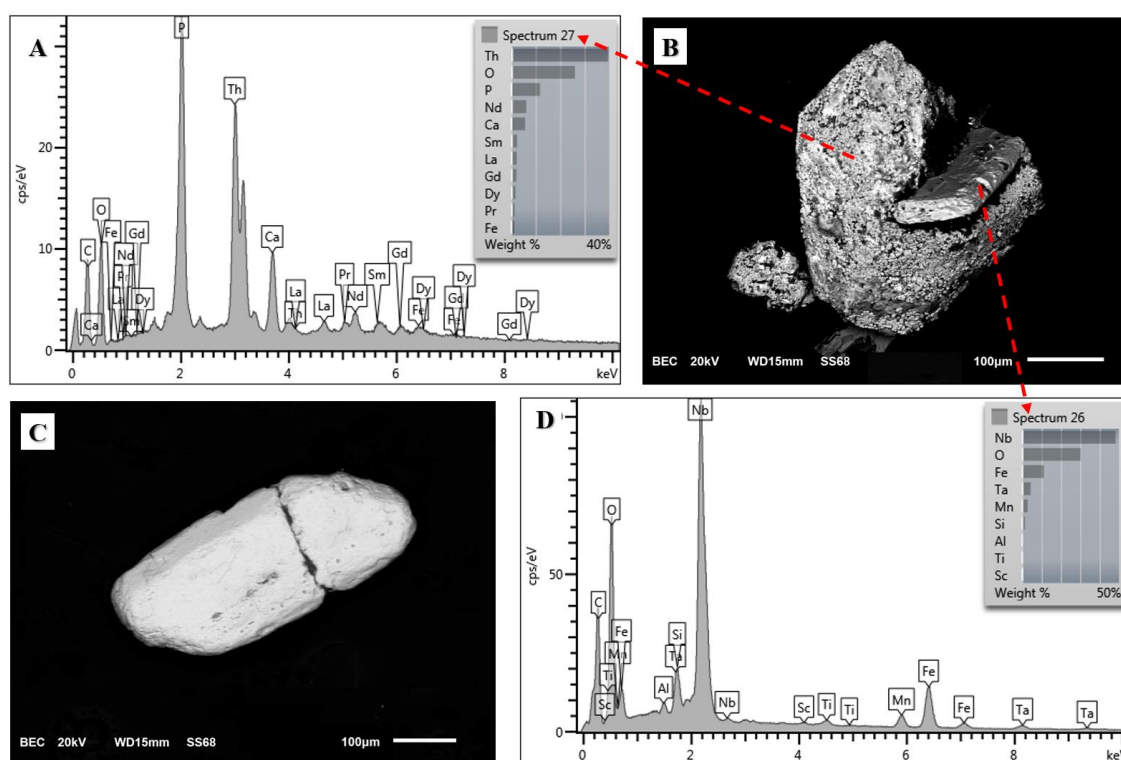
Figura 43 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à cassiterita evidenciando a composição química do mineral. B) Imagem (MEV-EDS) da cassiterita. C) Espectro referente à gahnita evidenciando a composição química do mineral. D) Imagem (MEV-EDS) da gahnita.



Fonte: Autoria própria

A gahnita ocorre como grãos euédricos a subédricos, com hábito compatível com tendência octaédrica e contraste homogêneo. Goethita ocorre como fase anédrica associada a recobrimentos e a processos de alteração de minerais portadores de Fe. Hematita ocorre como grãos anédricos a subédricos, por vezes com tendência tabular. A ilmenita ocorre como grão anédrico a subédrico, de contraste elevado em BSE, sem heterogeneidade interna discernível. Ortoclásio ocorre como grãos anédricos, sem variações internas relevantes, podendo conter inclusões de gahnita e hematita.

Figura 44 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à cheralita (monazita de Ca e Th) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) da cheralita (monazita de Ca e Th) com inclusão de columbita. C) Imagem (MEV-EDS) da columbita. D) Espectro referente à columbita evidenciando a composição química do mineral.

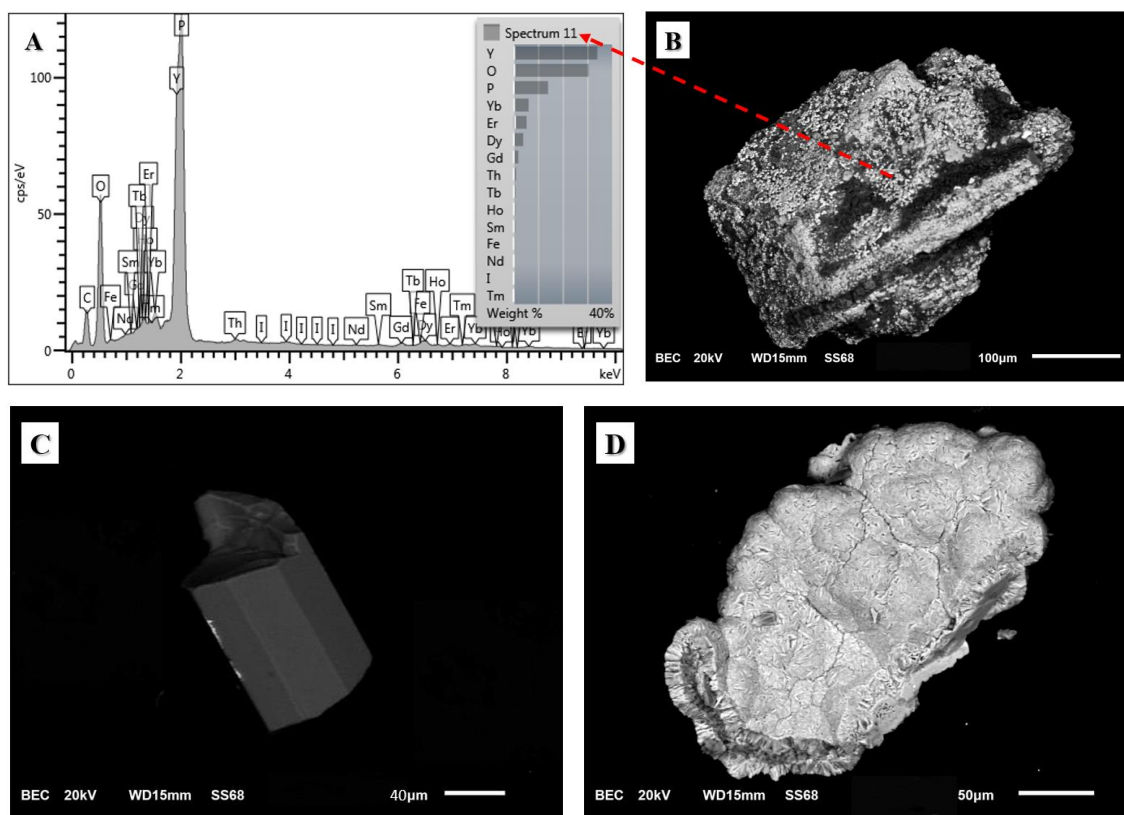


Fonte: Autoria própria.

Entre os acessórios, pirolusita ocorre como grão euédrico a subédrico, com morfologia botrioidal e contraste homogêneo em BSE. Rutilo ocorre como grão subédrico, com contraste homogêneo. Entre os acessórios, schorlita ocorre como grãos euédricos de hábito prismático alongado, sem evidências de zoneamento composicional em BSE. A tantalita ocorre como grão tabular subédrico a anédrico, com alto contraste em BSE e fraturamento local; as análises EDS indicam predomínio de Ta sobre Nb e Fe dominante no sítio M, compatível com tantalita-(Fe). Xenótimo (Y) ocorre como grãos subédricos a euédricos de hábito bipiramidal, sem evidências

de zoneamento composicional em BSE, enquanto o zircão ocorre como grãos euédricos prismáticos, também sem heterogeneidades internas discerníveis.

Figura 45 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A09-B e A09-E [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à xenótimo (Y) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR.. B) Imagem (MEV-EDS) do xenótimo (Y). C) Imagem (MEV-EDS) da schorlita. D) Imagem (MEV-EDS) da pirolusita.



Fonte: Autoria própria.

4.4.6.2 ZONA DE INTERMEDIÁRIA

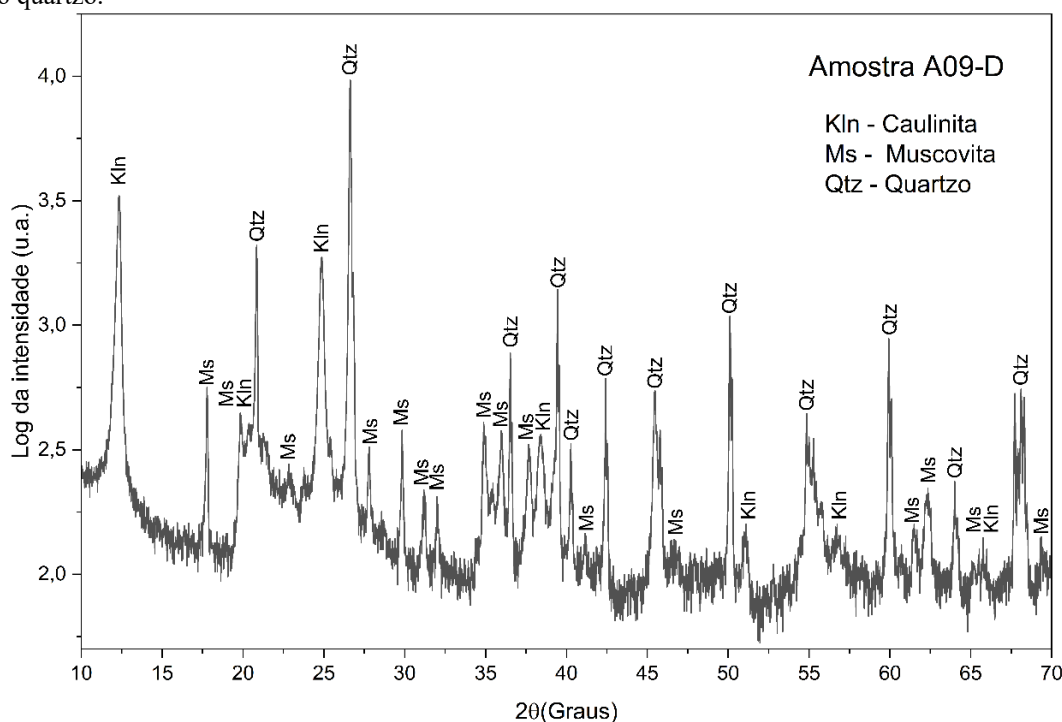
A zona de intermediária é intensamente intemperizada, portanto foi caracterizada por análises de DRX e MEV. Esta porção é composta, em volume, por quartzo (43%), muscovita (36%) e caulinita (21%) (FIG. 46). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Almandina, cassiterita, caulinita, columbita, gahnita, goethita, illita, ilmenita, kularita (monazita-Ce), magnetita, xenótimo (Y), xenótimo (Yb) e zircão (TAB. 9; FIG. 47; FIG.48;FIG. 49 FIG.50).

Tabela 9 - Fases minerais identificadas na amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Almandina	2	5,00%	2	—
Cassiterita	1	2,50%	1	—
Caulinita	3	7,50%	3	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Columbita	14	35,00%	15	Hábito tabular
Gahnita	5	12,50%	5	—
Goethita	3	7,50%	3	Produto de alteração em fases portadoras de Fe
Illita	3	7,50%	3	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Ilmenita	1	2,50%	1	—
Kularita	1	2,50%	1	—
(monazita-Ce)	1	2,50%	1	—
Magnetita	2	5,00%	2	Magnética
Xenótimo (Y)	1	2,50%	1	Hábito bipiramidal
Xenótimo (Yb)	1	2,50%	1	Hábito bipiramidal
Zircão	3	7,50%	3	Hábito prismático
Total	40	100,00%	41	—

Fonte: Autoria própria.

Figura 46 - Difratoograma de DRX da amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar], em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos de caulinita e muscovita, além do quartzo.

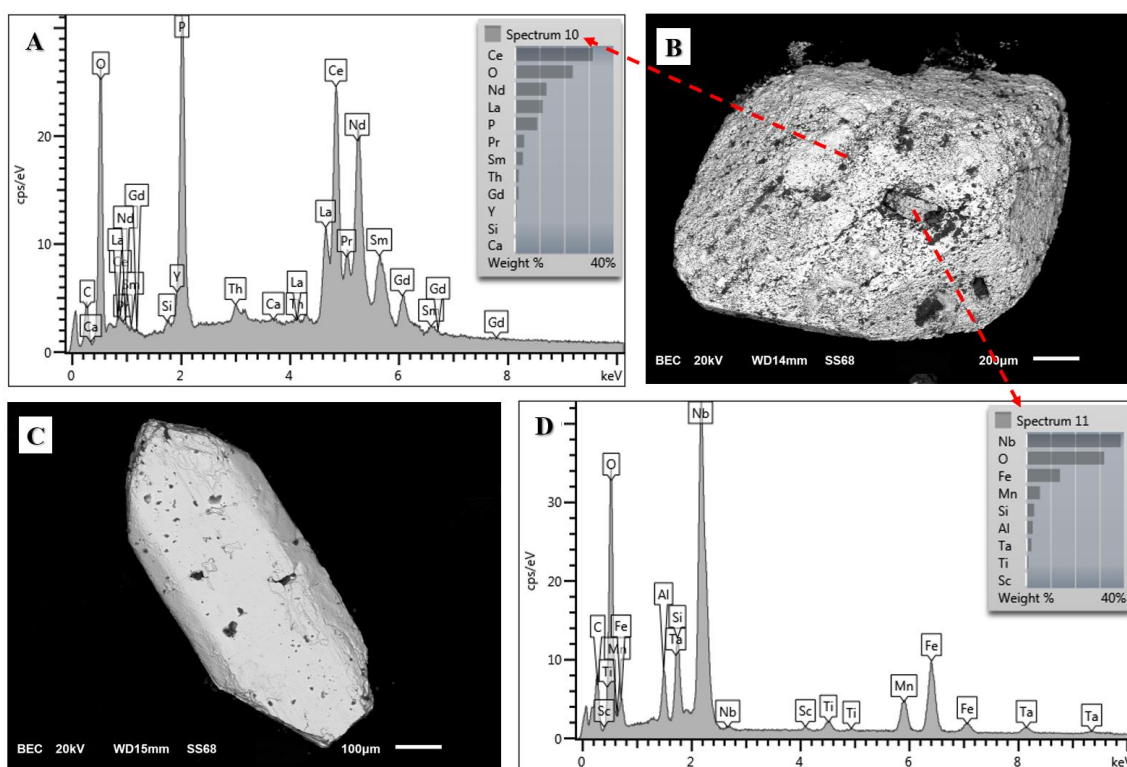


Fonte: Autoria própria.

Na amostra A09-D, almandina ocorre como grãos subédricos a anédricos, com hábito tendendo ao rombododecaédrico e contraste interno homogêneo em BSE; localmente, observa-

se recobrimento por óxidos/hidróxidos de ferro interpretados como goethita. Cassiterita ocorre como grão anédrico, sem heterogeneidade interna evidente em BSE. Caulinita ocorre como agregados anédricos, compatíveis com produto de alteração de aluminossilicatos.

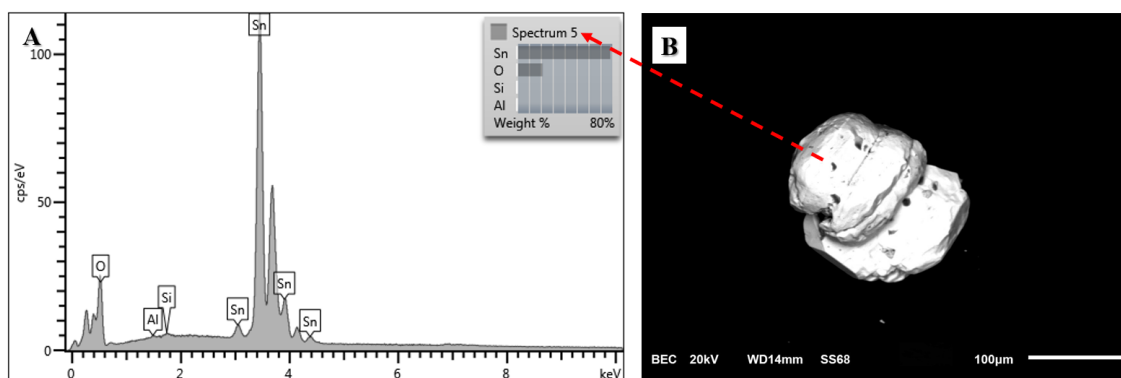
Figura 47 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) da kularita (monazita-Ce) com inclusão de columbita. C) Imagem (MEV-EDS) da columbita. D) Espectro referente à columbita evidenciando a composição química do mineral



Fonte: Autoria própria.

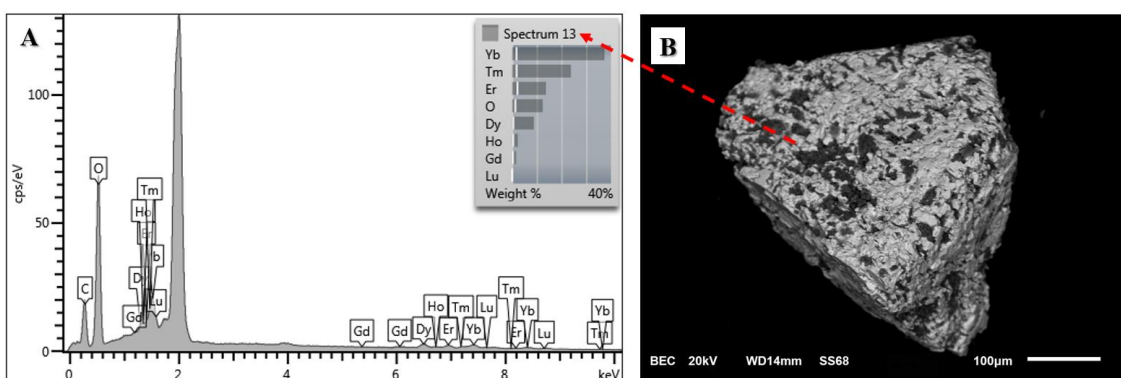
A columbita constitui a fase mais abundante e ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, com alto contraste em BSE e fraturamento local, sem zoneamento interno discernível; as análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta, com Fe dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe), podendo ocorrer porções associadas a produtos de alteração ricos em óxidos/hidróxidos de ferro. Gahnita ocorre como grãos euédricos com hábito compatível com tendência octaédrica e contraste homogêneo. Goethita ocorre como fase anédrica associada a processos de alteração de minerais portadores de Fe. Illita ocorre como agregados anédricos, frequentemente associados a óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração.

Figura 48 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente à cassiterita evidenciando a composição química do mineral. B) Imagem (MEV-EDS) da cassiterita.



Fonte: Autoria própria.

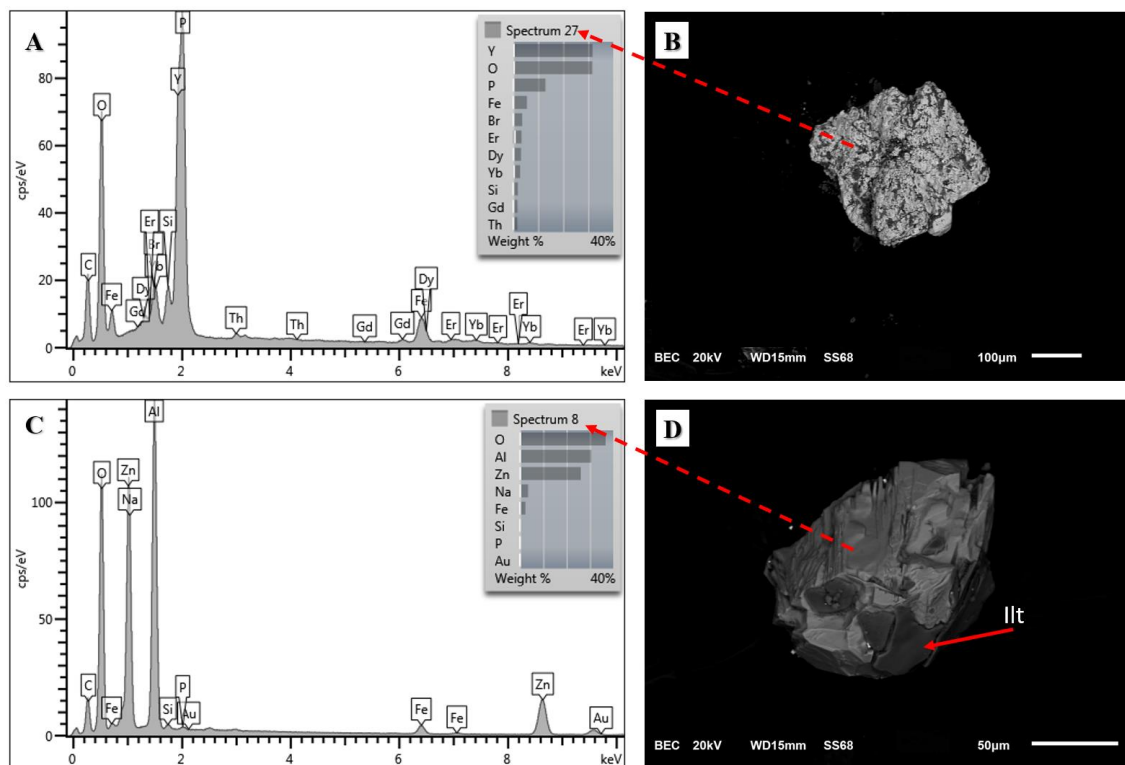
Figura 49 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente ao xenótimo (Yb) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. B) Imagem (MEV-EDS) do xenótimo (Yb).



Fonte: Autoria própria.

Entre as fases acessórias, kularita (monazita-Ce) ocorre como grão anédrico, sem heterogeneidade interna evidente em BSE, localmente associada/inclusa em columbita. Magnetita ocorre como grão anédrico de alto contraste. Xenótimo (Y) e xenótimo (Yb) ocorrem como grãos euédricos de hábito bipiramidal, sem evidências de zoneamento composicional em BSE. Zircão ocorre como grãos euédricos prismáticos, sem heterogeneidades internas discerníveis.

Figura 50 - Concentrado de bateia dos pegmatitos da amostra A09-D [referente ao pegmatito alterado da unidade Rio das Mortes Metassedimentar] analisados em MEV. A) Espectro referente ao xenótimo (Y) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. D) Imagem (MEV-EDS) do xenótimo (Y). C) Espectro referente à gahnita evidenciando a composição química do mineral. D) Imagem (MEV-EDS) da gahnita.



Fonte: Autoria própria.

4.5 BATÓLITO RITÁPOLIS

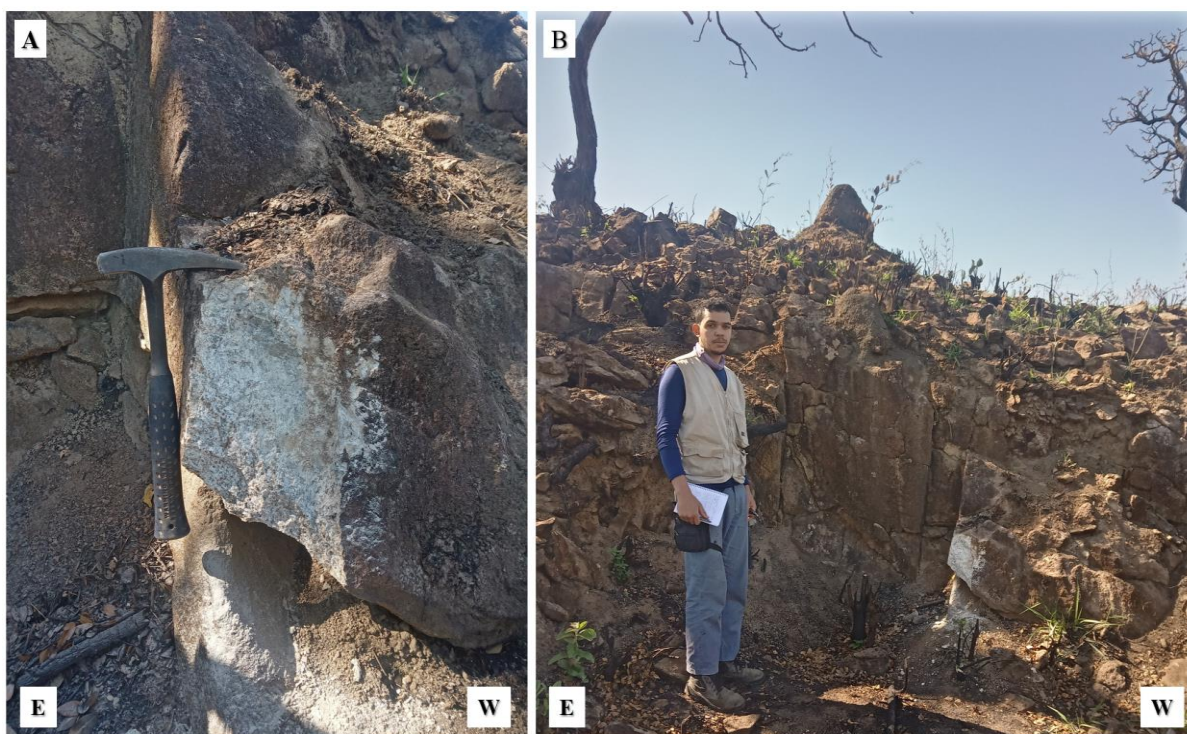
4.5.1 Monzogranito

Em cortes de estrada, áreas de minas abandonadas e voçorocas, o monzogranito aflora predominantemente como blocos fraturados de dimensões decimétricas a métricas, além de ocorrer localmente como material fortemente intemperizado e caulinizado, sobretudo nos corpos pegmatíticos associados (FIG. 51).

O monzogranito é constituído por microclínio (34%), quartzo (30%), ortoclásio (20%), plagioclásio (10%) e biotita (3%) como minerais essenciais, com epidoto (1,5%), clorita (0,5%) e sericita (1%) como fases acessórias/secundárias (FIG. 52). Trata-se de uma rocha leucocrática, ácida, holocristalina, de granulação fanerítica média e textura inequigranular porfirítica, com distribuição bimodal de tamanhos, em torno de 1,5 mm e 0,4 mm (FIG. 52).

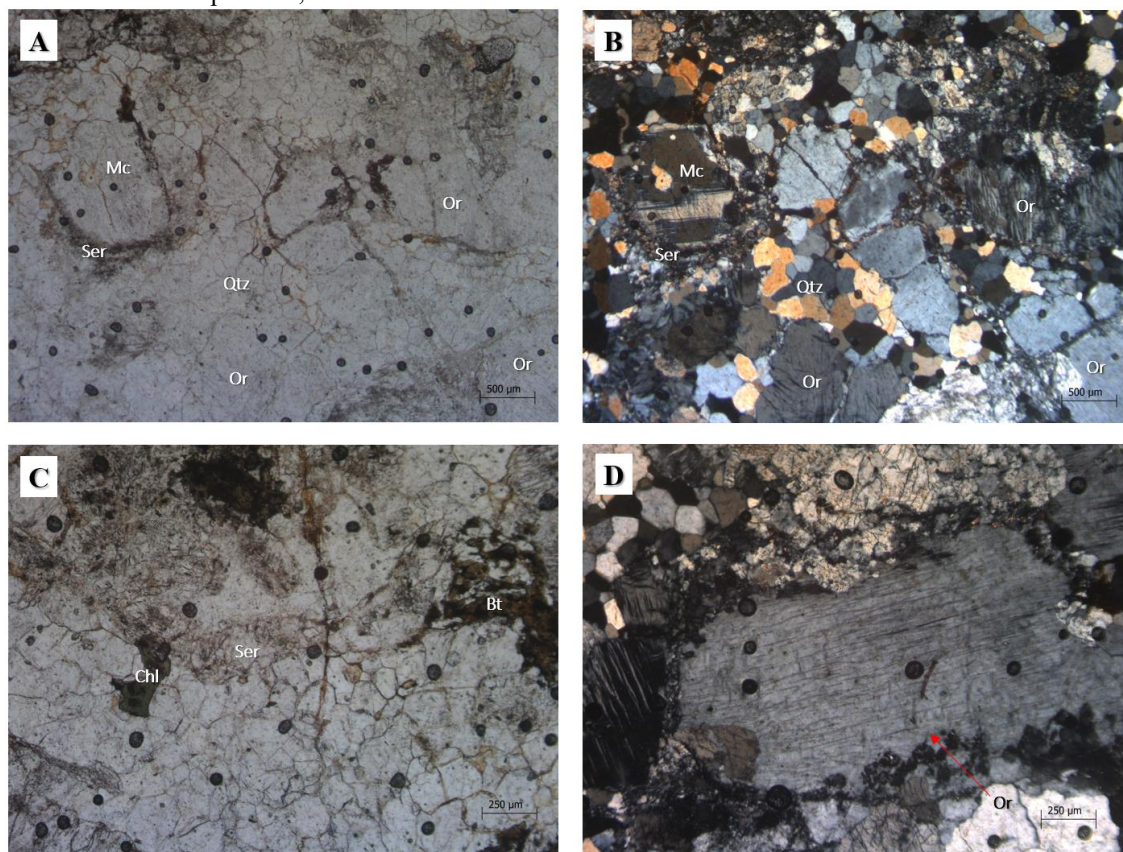
Texturalmente, destaca-se a ocorrência de pertitas, caracterizadas por exsoluções de albita em ortoclásio (FIG. 52D). O monzogranito apresenta alteração frequente, marcada principalmente pela saussuritização do plagioclásio (com desenvolvimento de epidoto) e pela sericitização de feldspatos (FIG. 52C). Clorita ocorre associada aos domínios de alteração, localmente substituindo fases máficas (FIG. 52C).

Figura 51 - Petrografia das rochas da unidade Rio das Mortes Metassedimentar. A) Monzogranito com feldspatos alterando para argilominerais (caulinita). B) Afloramento de corte de estrada com blocos fraturados de dimensões decimétricas a métricas.



Fonte: Autoria própria.

Figura 52 - Petrografia microscópica das rochas pertencentes ao Batólito Ritápolis. A) Monzogranito, com destaque para sua mineralogia principal, observado em nicóis descruzados. B) Monzogranito, com destaque para sua mineralogia principal, observado em nicóis cruzados. C) Monzogranito, com destaque para sua mineralogia acessória, observado em nicóis descruzados. D) Monzogranito, com destaque para o ortoclásio com pertitas caracterizando textura pertítica, observado em nicóis descruzados.



Fonte: Autoria própria.

4.5.2 Pegmatito

Nesta unidade, o pegmatito aflora principalmente em taludes de cava de mina desativada e em voçorocas, onde se apresenta fortemente alterado (FIG. 53A). Trata-se de um litotipo constituído essencialmente por quartzo e feldspato intensamente caulinizado (FIG. 53B). Adicionalmente, ocorre localmente uma capa escura, de baixa densidade aparente, interpretada como enriquecimento supergênico em óxidos, recobrindo porções do corpo pegmatítico alterado.

Devido ao fato do pegmatito encontra-se frequentemente alterado, sua caracterização se deu por análises de DRX e MEV. De modo geral, o saprólito do pegmatito é composto, em volume, por caulinita (51,0%) e quartzo (49,0%) (FIG. 54). Já o concentrado de bateia apresenta uma grande diversidade mineralógica sendo identificado por meio espectros EDS, morfologia e propriedades magnéticas os seguintes minerais: Almandina, caulinita, columbita, coronadita, gahnita, goethita, hematita, herrerita, illita, ilmenita, kularita (monazita-Ce), magnetita, quartzo, schorlita, xenótimo (Y) e zircão (TAB. 10; FIG. 55; FIG. 56).

Tabela 10 - Fases minerais identificadas na amostra A03 [referente ao pegmatito alterado do Batólito Ritápolis] e sua frequência relativa.

Mineral / fase	Nº de grãos	% em número de grãos	Nº de espectros	Observações
Almandina	5	11,63%	5	—
Caulinita	8	18,60%	10	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Columbita	6	13,95%	6	Hábito tabular
Coronadita	4	9,30%	4	—
Gahnita	1	2,33%	1	—
Goethita	1	2,33%	1	—
Hematita	1	2,33%	1	—
Herrerita	1	2,33%	1	—
Illita	1	2,33%	1	Produto de alteração dos aluminossilicatos
Ilmenita	1	2,33%	1	—
Kularita (monazita-Ce)	1	2,33%	1	—
Magnetita	1	2,33%	1	Magnética
Quartzo	1	2,33%	1	—
Schorlita	1	2,33%	1	Hábito prismático
Xenótimo (Y)	6	13,95%	6	Hábito bipiramidal
Zircão	4	9,30%	4	—
Total	43	100,00%	45	—

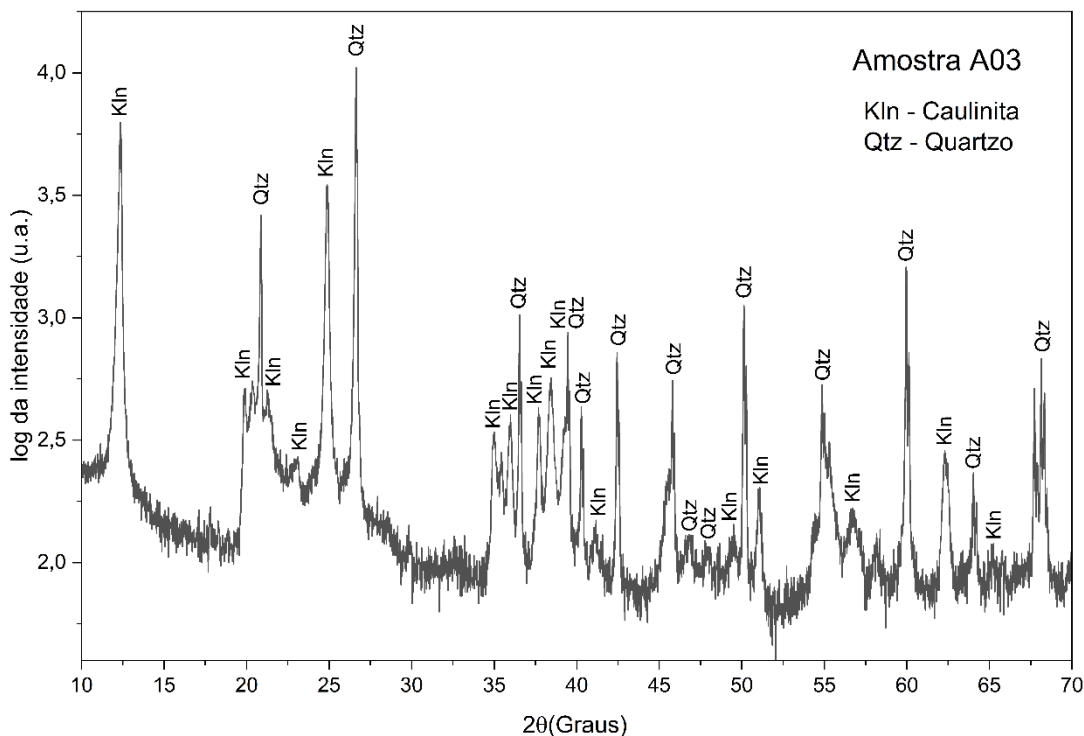
Fonte: Autoria própria.

Figura 53 - Afloramento do pegmatito encaixado no Batólito Ritápolis. A) cava de mina abandonada com pegmatito fortemente intemperizado e porções escuras associadas a uma capa de óxidos. B) porção do pegmatito intensamente alterada para caulinita.



Fonte: Autoria própria.

Figura 54 - Difratoograma de DRX da amostra A03 [referente ao pegmatito alterado do Batólito Ritápolis], em escala logarítmica (log da intensidade, u.a.), evidenciando picos de menor intensidade atribuídos à caulinita, além do quartzo.



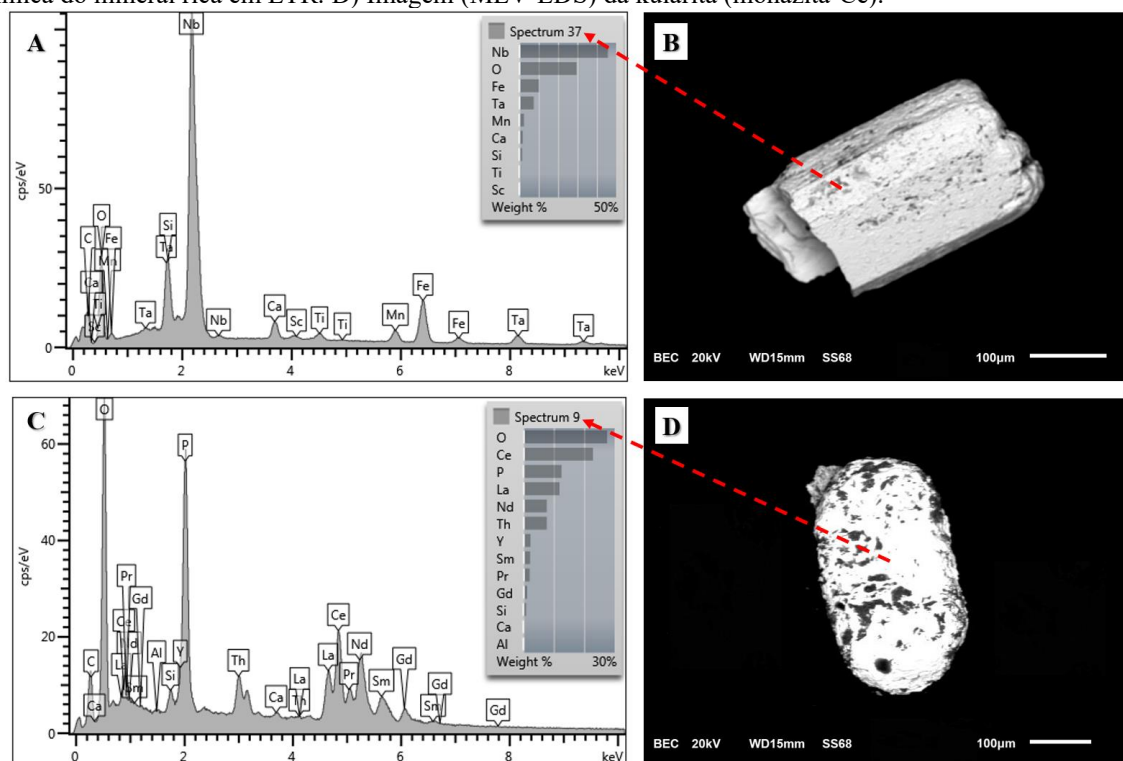
Fonte: Autoria própria.

Na amostra A03, caulinita é a fase mais frequente e ocorre como agregados anédricos, compatíveis com produto de alteração de aluminossilicatos; localmente, associa-se a domínios enriquecidos em Pb e Mn e ocorre em contato com fases manganésíferas. Almandina ocorre como grãos subédricos a anédricos, com hábito tendendo ao rombododecaédrico e contraste interno homogêneo em BSE, por vezes recobertos por produtos ferruginosos interpretados como goethita. Columbita ocorre como grãos tabulares subédricos a anédricos, de alto contraste em BSE e fraturamento local, sem zoneamento interno discernível; as análises EDS indicam predomínio de Nb sobre Ta e Fe dominante no sítio M, compatível com columbita-(Fe), podendo apresentar porções associadas a produtos de alteração ricos em óxidos/hidróxidos de ferro. Coronadita ocorre como grãos anédricos, com contraste homogêneo, comumente associada a caulinita.

Entre os acessórios, gahnita ocorre como grão euédrico com hábito compatível com tendência octaédrica, localmente associado a caulinita. Goethita ocorre como fase anédrica relacionada à alteração de minerais portadores de Fe. Hematita ocorre como grão subédrico com tendência tabular, sem heterogeneidade interna evidente em BSE. Herrerita ocorre como grão anédrico, de contraste homogêneo. Illita ocorre como agregado anédrico associado a

óxidos e aluminossilicatos, compatível com produto de alteração. Ilmenita ocorre como grão de alto contraste em BSE, com hábito alongado, localmente associado a caulinita.

Figura 55 - Concentrado de Bateia dos pegmatitos da amostra A03 [referente ao pegmatito alterado do Batólito Ritápolis] analisados em MEV. A) Espectro referente à columbita evidenciando a composição química do mineral. B) Imagem (MEV-EDS) da columbita. C) Espectro referente à kularita (monazita-Ce) evidenciando a composição química do mineral rica em ETR. D) Imagem (MEV-EDS) da kularita (monazita-Ce).



Fonte: Autoria própria.

Kularita (monazita-Ce) ocorre como grão anédrico, sem heterogeneidade interna evidente em BSE. Magnetita ocorre como grão anédrico de alto contraste. Quartzo ocorre como grão anédrico a subédrico, sem evidências de zoneamento composicional em BSE. Schorlita ocorre como grão euédrico prismático alongado, com contraste homogêneo. Xenótimo (Y) é relativamente frequente e ocorre como grãos euédricos de hábito bipiramidal, sem evidências de zoneamento composicional em BSE. Zircão ocorre como grãos euédricos prismáticos, sem heterogeneidades internas discerníveis.

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO E CONTROLE ESTRUTURAL

A colocação dos pegmatitos investigados reflete o arcabouço tectonoestrutural do Cinturão Mineiro e o papel de estruturas anisotrópicas herdadas no controle do espaço de acomodação de líquidos residuais graníticos. Em campo, os corpos ocorrem predominantemente como diques e *podts*, com orientação condicionada por descontinuidades da rocha encaixante (bandamento gnáissico — Sb; xistosidade/foliação — Sn), indicando aproveitamento de planos preexistentes durante a intrusão.

Esse comportamento é consistente com o padrão descrito por Endo (1997) para a colocação de corpos ígneos no Cinturão Mineiro, em que estruturas regionais de direção preferencial controlam trajetórias de ascensão e acomodação. A recorrência de mergulhos elevados, alternando para SE e NW, é compatível com estruturas de alto ângulo reconhecidas no compartimento sul (ENDO, 1997) e com a influência de corredores de cisalhamento regionais. No enquadramento tectônico proposto para a orogenia paleoproterozoica, esse arranjo estrutural pode ser relacionado ao estágio colisional e à reorganização final dos terrenos, conforme discutido por Borges (2017) e a partir do modelo de Ávila *et al.* (2010).

A presença de corpos concordantes ao bandamento/foliação reforça o papel de descontinuidades pré-existentes na ascensão e acomodação do melt residual. No Ortognaisse Cassiterita e nas unidades do Rio das Mortes, essa concordância sugere intrusão favorecida por planos subverticais associados à deformação de alto ângulo. Em termos mecânicos, esse padrão se alinha ao regime em que tensões verticais predominam sobre as horizontais ($\sigma_V > \sigma_H$), no qual planos subverticais podem atuar como trajetórias preferenciais de abertura e preenchimento (BRISBIN, 1986). Corpos discordantes, na forma de apófises subordinadas, são interpretados como respostas a variações locais no campo de tensões durante a intrusão, com abertura de fraturas ortogonais à foliação já durante o avanço do corpo principal. A ocorrência frequente de contatos retilíneos, típicos de dilatação, é compatível com acomodação rúptil a rúptil-dúctil (BRISBIN, 1986; FLOOR, 1966).

No Batólito Ritápolis, o forte intemperismo limita a leitura segura das relações estruturais entre pegmatitos e encaixantes.

5.2 INTERAÇÃO COM A ENCAIXANTE E METASSOMATISMO

Os dados petrográficos e mineralógicos indicam que a interação pegmatito–encaixante e processos tardios (hidrotermais e/ou retrógrados) contribuíram para modificar a assembleia

primária em diferentes graus, com forte sobreposição de intemperismo em parte do material amostrado.

No Ortognaisse Cassiterita, o dique pegmatítico apresenta uma assembleia acessória composta por epidoto e sericita, interpretadas como produtos da alteração de feldspatos e minerais máficos, além de clorita, formada pela cloritização de minerais ferromagnesianos sob condições hidrotermais. Esse conjunto sugere circulação de fluidos e alteração em condições de baixo grau associadas à evolução tardia do sistema pegmatítico, com potencial de reequilíbrio subsolidus e/ou hidrotermal (LONDON, 2008).

Ainda no Ortognaisse Cassiterita, a ocorrência de molibdenita concentrada em planos de descontinuidade (A05) indica canalização de fluidos por estruturas, reforçando a hipótese de um evento hidrotermal tardio pós-intrusivo. Embora a relação genética direta com o pegmatito deva ser tratada com cautela, esse tipo de concentração estrutural é coerente com circulação de fluidos em estágios tardios (LONDON, 2008). A dravita, turmalina Mg-rica, reconhecida em concentrado pesado por MEV-EDS (A04(45)) é compatível com incorporação de Mg por interação com encaixantes metassedimentares/metamáficos e/ou por fluidos que tenham mobilizado componentes dessas rochas (LONDON, 1990, 2008).

Nas unidades do Rio das Mortes, a interação com a encaixante é mais expressiva. O pegmatito zonado encaixado no anfibolito exibe uma zona de borda rica em biotita, interpretada como produto de reações na interface pegmatito-encaixante. Em microscopia, as rochas associadas incluem enstatita-tremolita-biotita-granofels, registrando histórico metamórfico da encaixante e fornecendo um contexto favorável a reações exomórficas e hibridização local quando líquidos pegmatíticos félsicos intrudem litologias relativamente mais máficas, promovendo trocas químicas e crescimento de fases de borda (LONDON, 2008; SIMMONS; WEBBER, 2008; SUWIMONPRECHA; FRIEDRICH; CERNY, 1993; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

A presença de turmalinas (dravita e schorlita) reforça a participação de boro (B) e a atuação de fluidos em estágios evolutivos avançados. A amostra A09-B registra dravita por DRX, associada a caulinita e quartzo. Como turmalina rica em Mg, a dravita é compatível com incorporação de Mg por interação com encaixantes metassedimentares/metamáficos e/ou por fluidos que tenham mobilizado componentes dessas rochas (LONDON, 1990, 2008). A turmalina schorlita, identificada por MEV-EDS em A07-C e A09-E, reforça a presença de B no sistema e o papel de fluidos tardios, ainda que turmalina, isoladamente, não seja marcador diagnóstico de assimilação.

Não obstante a presença da schorlita no Batólito Ritápolis, amostra A08 (A03), reforça a presença de B no sistema e o papel de fluidos tardios, ainda que turmalina, isoladamente, não seja marcador diagnóstico de assimilação.

5.3 INTEMPERISMO E MOBILIDADE GEOQUÍMICA

Os resultados de DRX mostram que o intemperismo químico é o principal processo de modificação da mineralogia primária nas amostras analisadas. A ocorrência recorrente de caulinita indica caulinitização de feldspatos e transformação progressiva da assembleia feldspática em argilominerais, um comportamento típico de perfis supergênicos em clima tropical (SUGUIO, 2003; WHITE, 2013). Em paralelo, o quartzo se destaca como fase dominante e mais estável, atuando como resistato e sendo enriquecido residualmente durante a lixiviação de silicatos mais reativos (LONDON, 2008; SUGUIO, 2003; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

Apesar do predomínio de transformação supergênica em parte do conjunto, algumas amostras preservam feldspatos em teores elevados (albita) e muscovita em proporções relevantes, sugerindo porções menos alteradas do corpo pegmatítico e/ou segmentos mais protegidos do intemperismo, o que é fundamental para evitar interpretações excessivamente baseadas em assembleias secundárias.

Os concentrados de minerais pesados analisados por MEV–EDS complementam o DRX ao demonstrar que, nos saprólitos, persistem fases de alta estabilidade química e baixa solubilidade, sobretudo óxidos e fosfatos portadores de elementos de alto campo de força. Foram identificados minerais do grupo columbita–tantalita, cassiterita, uma associação recorrente de fosfatos de ETR e minerais acessórios resistentes, como monazita/kularita, xenótimo (Y e Yb), cheralita e zircão. A presença dessas fases em materiais intempéricos é consistente com a baixa mobilidade geoquímica de Nb, Ta, Sn e ETR em condições supergênicas, bem como com a capacidade desses elementos de formar óxidos, silicatos e fosfatos altamente estáveis, ou seja, minerais resistentes (*resistatos*), com retenção preferencial ao longo do perfil de alteração e potencial de enriquecimento residual em perfis lateríticos e saprolíticos. (JIANG, 2000; JIANG *et al.*, 2005; WHITE, 2013).

Nesse contexto, destacam-se como resistatos principais: (i) óxidos Nb–Ta–Sn (columbita–tantalita e cassiterita), e (ii) fosfatos e silicatos resistentes (monazita/kularita, xenótimo, cheralita e zircão), cuja persistência preserva informação metalogenética mesmo quando o registro primário do pegmatito é parcialmente obliterado pelo intemperismo (WHITE, 2013).

5.4 EVOLUÇÃO PEGMATÍTICA E CLASSIFICAÇÃO DOS PEGMATITOS

A caracterização petrográfica e mineralógica apresentada nos resultados indica que os pegmatitos da PPSJR investigados não devem ser interpretados como uma população única e linearmente fracionada. Em escala de corpo, há contraste entre pegmatitos zonados e homogêneos, além de variações texturais e de assembleias acessórias. Em escala regional, a ocorrência combinada de óxidos Nb–Ta, cassiterita e fosfatos de ETR sugere trajetórias evolutivas heterogêneas, possivelmente associadas a múltiplos pulsos pegmatíticos e ao controle exercido pela encaixante.

Os resultados de MEV–EDS (óxidos Nb–Ta, cassiterita local, fosfatos de ETR, zircão, gahnita e granada rica em Mn) são compatíveis com pegmatitos graníticos portadores de HFSE e ETR e com estágios evolutivos avançados e/ou enriquecimento tardio em incompatíveis. Essa leitura converge com a síntese de Sousa *et al.* (2023), que ressalta que a classificação “clássica” da Mina Volta Grande como pegmatito de elementos raros, família LCT (tipo albita–espodumênio), não deve ser extrapolada automaticamente para os numerosos corpos da província, muitos dos quais não exibem a mineralogia típica de LCT e apresentam fosfatos de ETR disseminados (SOUSA *et al.*, 2023).

5.4.1 Evidências de evolução interna: zonamento, texturas e assinatura tardia

Os dados de campo e a descrição macroscópica mostram a coexistência de corpos zonados e homogêneos. O zonamento interno (zonas de borda, intermediária e núcleo) foi reconhecido no pegmatito encaixado na unidade Rio das Mortes (metassedimentar), onde a zona de borda é constituída por biotitito, a zona intermediária apresenta colunas monominerálicas de feldspato com textura de crescimento unidirecional e o núcleo é rico em quartzo e muscovita, com ocorrência localizada de berilo e opacos. Em contraste, os corpos encaixados no Ortognaisse Cassiterita foram descritos como homogêneos, sem zonamento interno reconhecido e sem cavidades miarolíticas, assim como pegmatitos intensamente alterados em xisto observados em voçorocas/trincheiras, também interpretados como homogêneos.

Em pegmatitos zonados, o reconhecimento de unidades internas e a mudança de texturas para o interior são compatíveis com modelos clássicos de cristalização, nos quais gradientes físico-químicos e cinéticos (taxa de cristalização, disponibilidade de voláteis e evolução do líquido residual) controlam a distribuição mineral e textural (CAMERON *et al.*, 1949; JAHNS; BURNHAM, 1969). Sínteses recentes reforçam que pegmatitos aparentemente simples podem

concentrar informação genética em minerais acessórios (muitas vezes resistatos) e fases tardias, especialmente quando parte do registro primário é obliterado por reequilíbrios subsolidus e alteração (WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022), o que é particularmente relevante em províncias com forte intemperismo e abundância de amostras saprolíticas (SOUSA *et al.*, 2023).

A assembleia mineralógica identificada por MEV–EDS (óxidos Nb–Ta do grupo columbita–tantalita, cassiterita local, fosfatos de ETR, zircão, gahnita e granada rica em Mn) indica diferenciação avançada e reforça uma assinatura tardia associada à concentração de incompatíveis no remanescente do fundido e/ou em fluidos tardios, além de reequilíbrio e alteração pós-magmática (CERNY; ERCIT, 2005; PEREIRA *et al.*, 2011; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022). Em escala regional, também se reconhece que minerais acessórios — especialmente fosfatos — podem registrar reequilíbrios e remobilização em estágios tardios, com preservação diferencial em saprólitos afetando a expressão mineralógica “clássica” (SOUSA *et al.*, 2021, 2023).

5.4.2 Evolução não linear: múltiplos eventos pegmatíticos e controle do encaixante

Em escala de província, a PPSJR registra evolução não linear. A literatura discute múltiplos eventos paleoproterozoicos de formação de pegmatitos, o que implica que “província” não corresponde a uma única sequência fracionante homogênea (SOUSA *et al.*, 2023). Nesse contexto, variações na assinatura mineralógica entre corpos podem refletir tanto diferenças temporais (pulsos distintos) quanto diferenças impostas por encaixantes e por graus diversos de preservação intempérica.

Os resultados deste trabalho se alinham a esse quadro ao registrar, no conjunto analisado, associações compatíveis com pegmatitos enriquecidos em HFSE e, localmente, em Sn, além de fosfatos de ETR que indicam potencial enriquecimento tardio. Ao mesmo tempo, a intensidade de intemperismo em parte das amostras exige cautela: a ausência de minerais de Li e Cs em muitos corpos da PSJR pode refletir, ao menos parcialmente, perda/transformação durante alteração química profunda, sem necessariamente excluir enriquecimento pretérito em estágios evolutivos do sistema (SOUSA *et al.*, 2023). Além disso, mesmo que o Li e Cs formem minerais neoformados (autigênicos) e minerais transformados o MEV não consegue detectá-lo, pois há uma limitação à detecção de elementos com número atômico menor que 11 (e.g.: H, He e Li). Assim, interpretações “NYF vs. LCT” baseadas majoritariamente em concentrados pesados de saprólito devem ser apresentadas como tendências, idealmente com verificação em amostras menos alteradas.

5.4.3 Integração com modelos de classificação: Černý e Ercit (2005) e Wise *et al.* (2022)

A classificação de pegmatitos graníticos proposta por Černý e Ercit (2005) permanece fundamental para discutir tendências LCT *versus* NYF e implicações genéticas. Na PPSJR, a Mina Volta Grande representa um *end-member* bem caracterizado como classe elementos raros, família LCT (tipo albita–espodumênio), mas não constitui modelo único para toda a província (SOUSA *et al.*, 2023).

Para os pegmatitos deste trabalho, a assembleia identificada sugere coexistência de duas tendências regionais: (i) associação com componente “elementos raros” quando há óxidos de Nb–Ta e cassiterita; e (ii) componente HFSE–ETR marcado por fosfatos de ETR e zircão. Considerando que populações podem exibir combinações significativas de ambas as suítes, uma interpretação consistente para parte do conjunto é a ocorrência de assinatura mista, em vez de forçar atribuição exclusivamente NYF ou exclusivamente LCT (ČERNÝ; ERCIT, 2005).

No modelo de Wise *et al.* (2022), a distinção entre pegmatitos do Grupo 1 (metais raros; frequentemente com cassiterita associada a óxidos Nb–Ta e enriquecimento em P) e pegmatitos do Grupo 2 (quartzo-feldspáticos com “simplicidade aparente”, mas assinatura definida por acessórios como zircão, espessartita e diversidade de minerais de ETR) é especialmente útil quando o registro primário está alterado. Aplicando esse enquadramento ao conjunto estudado, amostras com cassiterita e óxidos Nb–Ta se aproximam do espectro de metais raros do Grupo 1, enquanto amostras com forte expressão de fosfatos de ETR e acessórios HFSE (zircão, granada Mn-rica, gahnita) podem ser discutidas no espectro de Grupo 2 enriquecido em ETR/HFSE — admitindo transições e sobreposições entre ambos, o que é coerente com heterogeneidade intra-província e possível sobreposição temporal e espacial de pulsos (SOUSA *et al.*, 2023; WISE; MÜLLER; SIMMONS, 2022).

No Ortognaisse Cassiterita, o pegmatito apresenta caráter transicional, com associação simultânea de minerais de ETRs/HFSE (monazita, xenótimo e zircão) e de Nb–Ta (columbita), sendo interpretado como NYF+LCT no modelo de Černý & Ercit (2005) e G1–G2 no de Wise *et al.* (2022). No Rio das Mortes Metamáfico, o pegmatito também indica natureza mista, podendo variar de LCT–NYF a Grupo 1 (metais raros), dependendo da abundância relativa de ETRs/HFSE. Já no Rio das Mortes Metassedimentar, o pegmatito mostra maior heterogeneidade interna: as amostras A07 são transicionais (NYF+LCT; G1–G2), enquanto as A09 tendem a LCT/Grupo 1 devido ao predomínio de Nb, Ta e, localmente, Sn. Por fim, o Batólito Ritápolis apresenta afinidade predominantemente NYF, sendo interpretado como enriquecido em ETRs/HFSE (Grupo 2), em função de sua mineralogia acessória dominada por

fosfatos de terras raras e zircão. Para sintetizar as evidências e interpretações apresentadas, a TAB. 11 reúne o resumo comparativo das amostras de pegmatitos analisadas neste trabalho, integrando resultados (DRX/MEV–EDS), interpretação evolutiva e enquadramento classificatório.

Tabela 11 - Síntese comparativa das amostras de pegmatitos analisadas neste trabalho, com base nos resultados de DRX e MEV-EDS, destacando mineralogia diagnóstica, interpretação evolutiva e enquadramento classificatório segundo Černý e Ercit (2005) e Wise *et al.* (2022).

Amostra	Material / observação	Principais fases diagnósticas (resultado)	Interpretação (evolução/processos)	Classificação – Černý & Ercit (2005)	Classificação – Wise <i>et al.</i> (2022)
A04(45) (<i>pegmatito em ortognaisse; lâmina</i>)	Rocha (petrografia)	Quartzo + feldspato + muscovita ($\pm$ acessórios não diagnósticos de raros-elementos)	Pegmatito mais simples/pouco diagnóstico para HFSE-ETR (sem “marcadores” Nb-Ta-Sn-ETR)	Não atribuído com segurança a LCT/NYF (ausência de marcadores)	Grupo 2 (quartzo-feldspático “aparentemente simples”)
A04(45)	Saprólito / concentrado	Columbita-tantalita + fosfatos ETR + gahnita + dravita	Indica diferenciação avançada, com assinatura tardia por concentração de incompatíveis no fundido residual e/ou fluidos tardios, além de possível reequilíbrio/alteração pós-magmática	Assinatura mista NYF + LCT (proposta), por coexistência de HFSE-ETR (monazita/xenótimo) com Nb-Ta (óxidos)	G1-G2 (proposta)
A08	Saprólito / concentrado	Columbita-tantalita + fosfatos ETR + gahnita	Fracionamento com concentração tardia de Nb-Ta; provável participação de processos tardios (albitização/reequilíbrio) quando associados a fases secundárias)	Assinatura mista NYF + LCT (proposta), por coexistência de HFSE-ETR (monazita/xenótimo) com Nb-Ta (óxidos)	Grupo 1 quando dominado por Nb-Ta (<i>raros-metal</i>); G1-G2 (proposta)
A07-B	Saprólito / concentrado	Columbita-tantalita + fosfatos ETR + gahnita + ilmenita	Indica diferenciação avançada, com assinatura tardia por concentração de incompatíveis no fundido residual e/ou fluidos tardios, além de possível reequilíbrio/alteração pós-magmática	NYF + LCT (proposta)	G1-G2 (proposta)
A07-C	Saprólito / concentrado	Columbita-tantalita + fosfatos ETR + gahnita + schorlita + anitta	Indica diferenciação avançada, com assinatura tardia por concentração de incompatíveis no fundido residual e/ou fluidos tardios, além de possível reequilíbrio/alteração pós-magmática.	NYF + LCT (proposta)	G1-G2 (proposta)
A09-B	Saprólito / concentrado	Cassiterita (Sn) + Columbita-tantalita + fosfatos ETR + gahnita + dravita + schorlita + biotita	Indício de pegmatito Sn-Nb-Ta evoluído; cassiterita é típica de membros mais diferenciados dentro do espectro “raros-metais”, mesmo quando Li-Cs não está preservado; reforça heterogeneidade entre corpos e/ou pulsos na província	Tendência LCT (ETR) enfraquecida/obliterada ou mista com ETR/HFSE ocorrendo associados	Grupo 1 (<i>raros-metal</i> ; Nb-Ta $\pm$ Sn)

Amostra	Material / observação	Principais fases diagnósticas (resultado)	Interpretação (evolução/processos)	Classificação – Černý & Ercit (2005)	Classificação – Wise <i>et al.</i> (2022)
A09-D	Saprólito / concentrado	Cassiterita (Sn) + Columbita–tantalita + fosfatos ETR (incluindo xenótimo de Y e Yb) + gahnita	Indício de pegmatito Sn–Nb–Ta evoluído; cassiterita é típica de membros mais diferenciados dentro do espectro “raros-metais”, mesmo quando Li–Cs não está preservado; reforça heterogeneidade entre corpos e/ou pulsos na província	Tendência LCT (ETR) enfraquecida/obliterada ou mista com ETR/HFSE ocorrendo associados	Grupo 1 (<i>raros-metal</i> ; Nb–Ta ± Sn)
A09-E	Saprólito / concentrado	Cassiterita (Sn) + Columbita–tantalita + fosfatos ETR + gahnita + schorlita	Indício de pegmatito Sn–Nb–Ta evoluído; cassiterita é típica de membros mais diferenciados dentro do espectro “raros-metais”, mesmo quando Li–Cs não está preservado; reforça heterogeneidade entre corpos e/ou pulsos na província	Tendência LCT (ETR) enfraquecida/obliterada ou mista com ETR/HFSE ocorrendo associados	Grupo 1 (<i>raros-metal</i> ; Nb–Ta ± Sn)
A03	Saprólito / concentrado	Columbita + fosfatos ETR + gahnita + schorlita	Quando dominam fosfatos ETR + columbita, sugere componente NYF/ETR–HFSE mais expressivo e/ou evento distinto)	NYF (proposta), com Nb–Ta/Sn forem ausentes ou subordinados	Grupo 2 enriquecido em ETR/HFSE (proposta)

Fonte: Adaptado de Černý e Ercit (2005) e Wise *et al.* (2022).

5.5 POTENCIAL ECONÔMICO (Ta, Nb, Sn, Zn e ETR)

O potencial econômico do conjunto estudado é indicado, principalmente, pela recorrência de minerais portadores de HFSE (Nb–Ta) e pela presença local de Sn, Zn e ETR em fases resistentes registradas nas amostras analisadas. Na Província Pegmatítica de São João del Rei, a ocorrência de pegmatitos mineralizados em Sn–Nb–Ta ($\pm$ Li) e a exploração de minerais como cassiterita e óxidos Nb–Ta são amplamente reconhecidas na literatura, o que fornece um contexto regional consistente para interpretar os seus dados (CIDADE *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2011).

No eixo Ta–Nb, a identificação de minerais do subgrupo da columbita (columbita-(Fe)) e de tantalita-(Fe) em parte das amostras (com destaque para os concentrados saprolíticos) constitui o principal indicador de potencial para Nb–Ta. Além de representar diretamente a presença desses elementos, a ocorrência desses óxidos em associação com outras fases acessórias em pegmatitos da província é compatível com o histórico regional de mineralizações Nb–Ta em diferentes litotipos e gerações pegmatíticas (CIDADE *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2011).

O potencial para Sn é sustentado pela cassiterita, cuja ocorrência é um marcador direto de mineralização estanífera em pegmatitos da província. Em escala regional, há uma tradição de estudos e caracterizações de cassiterita associada a corpos pegmatíticos e a produtos saprolíticos, reforçando que esse mineral pode permanecer preservado e concentrável mesmo quando o pegmatito se encontra intensamente alterado (PEREIRA *et al.*, 2011; SANTOS; NEUMANN; SILVA, 2021). Ainda conforme descrito por Cidade *et al.* (2020) e Faulstich *et al.* (2016), os pegmatitos que ocorrem no Ortognaisse Cassiterita, em geral, não são mineralizados em cassiterita, embora o nome sugira sua presença. Essa controvérsia reside no fato de que a denominação dessa unidade foi atribuída em função de um local-tipo, e não necessariamente da ocorrência do mineral.

Para Zn, o principal vetor nos dados é a gahnita (espinélio rico em Zn), reconhecida em concentrados e/ou associações acessórias. Em províncias pegmatíticas mineralizadas, a gahnita é um indicador importante porque tende a se preservar como fase pesada e resistente, podendo sinalizar enriquecimento acessório em Zn e contribuir para um quadro polimetálico associado a sistemas Nb–Ta–Sn. A presença de gahnita em pegmatitos mineralizados também é reportada para conjuntos regionais com cassiterita e minerais do subgrupo da columbita, o que reforça a coerência do registro mineralógico com o padrão da província (CIDADE *et al.*, 2020). Ainda, ao contrário do descrito por Cidade *et al.* (2020) e Faulstich *et al.* (2016), o Ortognaisse Cassiterita apresenta gahnita e minerais do subgrupo da columbita.

Quanto aos ETR, o potencial é evidenciado pela ocorrência de fosfatos de ETR, especialmente monazita (incluindo variedade monazita-Ce/kularita) e xenótimo, além de fases como cheralita quando presente. Esses minerais são importantes economicamente por concentrarem ETR (e, em alguns casos, também Th), e por serem fases resistentes que podem permanecer no concentrado mesmo em materiais saprolíticos. Na escala da província, a presença de xenótimo-(Y) e monazita-(Ce) é reconhecida como relevante e pode variar entre corpos e litotipos, reforçando que o eixo ETR pode ser expressivo fora do “modelo único” baseado apenas em um corpo de referência (CIDADE *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2011).

Um aspecto particularmente significativo para o potencial econômico e para a complexidade paragenética do sistema é o registro de fosfato de ETR (kularita/monazita-Ce) com inclusão de columbita, pois essa associação indica sobreposição espacial e/ou temporal entre a cristalização (ou reequilíbrio) de fases de ETR e de óxidos Nb-Ta, reforçando a possibilidade de mineralização polimetálica em microambientes tardios do sistema. Esse tipo de evidência, quando vinculado a observações diretas em MEV (BSE) e EDS, fortalece a interpretação de que os vetores econômicos (Nb-Ta e ETR) podem ocorrer de forma integrada em parte dos corpos analisados.

Por fim, como parte das amostras deriva de materiais intempéricos/saprolíticos, é importante ressaltar que o potencial econômico discutido aqui é baseado na presença de minerais resistentes (óxidos Nb-Ta, cassiterita, monazita/xenótimo, gahnita), que são justamente as fases com maior probabilidade de concentração residual e de recuperação em concentrados. Assim, os seus resultados sustentam um potencial econômico real para Ta-Nb, com contribuição local de Sn, além de um eixo relevante de ETR e um vetor acessório de Zn, devendo a hierarquização final (e viabilidade) ser testada com teores químicos, mineralogia quantitativa e controle por corpo-alvo (CIDADE *et al.*, 2020; PEREIRA *et al.*, 2011).

6 CONCLUSÃO

Este trabalho caracterizou pegmatitos da Província Pegmatítica de São João del Rei em diferentes contextos litológicos (Ortognaisse Cassiterita, unidades da sequência Rio das Mortes e Batólito Ritápolis), integrando observações de campo, petrografia (macroscópica e microscópica) e análises mineralógicas por DRX e MEV–EDS. Os dados documentam a coexistência de corpos homogêneos e zonados, com preservação local de estruturas internas e texturas indicativas de evolução magmática tardia, e mostram que parte expressiva do material analisado registra forte sobreposição supergênica.

A DRX evidenciou a dominância de fases silicáticas resistentes e a recorrência de produtos de alteração, confirmando variações no grau de intemperismo entre as ocorrências e a preservação diferencial de feldspatos em porções mais protegidas. O MEV–EDS, por sua vez, permitiu identificar a assinatura metalogenética e acessória dos pegmatitos mesmo em materiais saprolíticos, destacando a recorrência de óxidos de Nb–Ta do grupo columbita–tantalita, a presença local de cassiterita, além de gahnita, zircão e fosfatos de ETR (monazita/kularita, xenótimo e cheralita).

Com base na mineralogia identificada, observaram-se indícios de estágios avançados de diferenciação e/ou de enriquecimento tardio em elementos incompatíveis, com variabilidade entre os corpos compatível com a heterogeneidade reconhecida para a província. A partir desses dados, foi possível classificar pontualmente cada corpo segundo os modelos de Černý e Ercit (2005) e Wise *et al.* (2022), bem como discutir os resultados deste trabalho à luz dos dados disponíveis na literatura.

Em termos de implicações, os resultados sustentam que os pegmatitos investigados possuem potencial econômico associado principalmente a Ta–Nb, com contribuição local de Sn, e com ocorrência relevante de fases portadoras de ETR. A identificação sistemática de minerais resistatos em amostras intempéricas reforça que Nb, Ta, Sn e ETR tendem a permanecer concentrados em fases estáveis ao longo do perfil de alteração, favorecendo sua detecção em concentrados de minerais pesados. Assim, o estudo estabelece uma base mineralógica e geológica consistente para orientar etapas subsequentes de avaliação — incluindo amostragem por corpo-alvo, quantificação de teores e verificação em materiais menos alterados — visando refinar o enquadramento metalogenético e o interesse econômico das ocorrências.

7 REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

ALBARÈDE, Francis. **Geochemistry An Introduction**. Second ed. New York - NY: Cambridge University Press, 2009. v. Único

ALKMIM, Fernando F.; MARTINS-NETO, Marcelo A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127–139, maio 2012.

ALKMIM, Fernando F.; TEIXEIRA, Wilson. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. *In*: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto Giuseppe; ALKMIM, Fernando Flecha (Orgs.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. 1. ed. New York, NY: Springer Cham, 2017. p. 71–94.

ALKMIM, Fernando Flecha. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: MANTESSO-NETO, Virginio *et al.* (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. 1. ed. São Paulo-SP: Beca, 2004. p. 17.

ALKMIM, Fernando Flecha; MARTINS-NETO, Marcelo Augusto. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. *In*: PINTO, Claiton Piva; MARTINS NETO, Marcelo Augusto (Orgs.). **Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais**. 1. ed. Belo Horizonte - MG: Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Minas Gerais, 2001. p. 9–30.

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *In*: Rio de Janeiro, RJ: Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) – Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967. . Acesso em: 6 ago. 2025

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In*: Salvador - BA: Sociedade Brasileira de Geologia, out. 1969.

ALSOP, Graham Ian *et al.* Geometry of folded and boudinaged pegmatite veins emplaced within a strike-slip shear zone: A case study from the Caledonian orogen, northern Scotland. **Journal of Structural Geology**, v. 142, p. 104233, jan. 2021.

ALVES, Felipe Emerson André *et al.* Minerais carreadores de elementos terras raras nos pegmatitos da mina da Volta Grande, Nazareno, MG. *In*: Belém, Pa: HOLOS, 27 out. 2017.

ARRIGONI, Francesco *et al.* Melt-rock interaction between granitic pegmatites and hosting amphibolites from the Chiavenna Ophiolitic Unit (Tanno Pegmatitic Field, Central Alps, North Italy). **Ofioliti**, v. 45, p. 13–3, 2020.

AUTENRIETH, Georg. A Homeric dictionary, English translation by RP Keep, revised by I. Flagg. **University of Oklahoma Press, Norman, Oklahoma**, v. 231, p. 577–599, 1958.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 464–482, mar. 2010.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica riaciana do cinturão mineiro, borda meridional do cráton São Francisco. *In*: Santos, SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 17 set. 2012.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* Rhyacian evolution of subvolcanic and metasedimentary rocks of the southern segment of the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 243, p. 221–251, abr. 2014.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* **Projeto ARIM: Reavaliação das Sequências Metavulcanossedimentares a Sudoeste do Quadrilátero Ferrífero: Carta Geológica Folha Nazareno SF.23-X-C-I-2, escala 1:50.000.** Belo Horizonte – MG, 2019.

ÁVILA, Ciro Alexandre *et al.* **Projeto ARIM: Reavaliação das Sequências Metavulcanossedimentares a Sudoeste do Quadrilátero Ferrífero: Carta Geológica Folha São João del Rei SF.23-X-C-II-1, escala 1:50.000.** Belo Horizonte - MG: Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2019b.

ÁVILA, Ciro Alexandre; CHERMAN, Angélica Freitas; VALENÇA, Joel Gomes. Metamorfismo Paleoproterozóico do Cinturão Mineiro: Considerações Petrográficas a Partir dos Dioritos Brumado e Rio Grande. **Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro**, p. 631–660, maio 2008.

BARBOSA, N. *et al.* U-Pb geochronology and coupled Hf-Nd-Sr isotopic-chemical constraints of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41-Ga) in the Mineiro belt, São Francisco craton: Geodynamic fingerprints beyond the Archean-Paleoproterozoic Transition. **Precambrian Research**, v. 326, p. 399–416, 15 jun. 2019.

BARBOSA, Natali da Silva. **Evolução paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas.** Tese de Doutorado—São Paulo, SP: Universidade de São Paulo, 11 jun. 2015.

BARBOSA, Natali da Silva *et al.* 2.17-2.10Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. **Precambrian Research**, v. 270, p. 204–225, 1 nov. 2015.

BENEDITO, Guilherme Soares Rodrigues. **Arcabouço litoestrutural do setor setentrional do Cinturão Mineiro.** Trabalho de Conclusão de Curso—Ouro Preto, MG: UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO - UFOP, 17 ago. 2020.

BORGES, Bianca Saraiva. **Mapeamento geológico-estrutural ao longo do lineamento Bom Sucesso na região da serra de Ibituruna, MG.** Trabalho de Conclusão de Curso—Rio de Janeiro, RJ: Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, 17 jul. 2017.

BRISBIN, William Chester. **Mechanics of pegmatite intrusion** *American Mineralogist*. Washington, D.C.: Shaw, abr. 1986.

CAMERON, Eugene Nathan *et al.* **Internal Structure of Granitic Pegmatites.** Boulder, Colorado, EUA: Society of Economic Geologists, 1949. v. 72

CAMPOS, José Carlos Sales; CARNEIRO, Maurício Antônio. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 26, n. 4, p. 463–484, dez. 2008.

CARNEIRO, Maurício Antonio. **O Complexo metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG) : litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do arqueano**. Tese de Doutorado—São Paulo, SP: Universidade de São Paulo, 23 nov. 1992.

CERNY, P.; ERCIT, T. S. The Classification of Granitic Pegmatites Revisited. **The Canadian Mineralogist**, v. 43, n. 6, p. 2005–2026, 1 dez. 2005.

CIDADE, Taís Proença *et al.* Heavy minerals of sapphirites of pegmatites intrusive in the Resende Costa Orthogneiss: characterization and correlation with the São João del Rei Pegmatitic Province, Minas Gerais State, Brazil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 20, n. 3, p. 3–22, 1 set. 2020.

COELHO, Ildefonso da Silva. Ocorrência de cassiterita em São João del Rei. **Mineração e Metalurgia, Rio de Janeiro**, v. 6, n. 36, p. 288–289, 1942.

CORDANI, Umberto Giuseppe. Definição de Caracterização do Cráton Sanfranciscano. *In*: Aracaju, SE: Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, out. 1973.

CORDANI, Umberto Giuseppe; MELCHER, Geraldo Conrado; ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Outline of the Precambrian geochronology of South America. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 5, n. 3, p. 629–632, 1 jun. 1968.

CORFU, F.; DAVIS, D. W. Comment on “Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization” by J.C. Claoué-Long, R.W. King and R. Kerrich. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 104, n. 2–4, p. 545–552, jun. 1991.

DEMARTIS, Manuel *et al.* Ascent and emplacement of pegmatitic melts in a major reverse shear zone (Sierras de Córdoba, Argentina). **Journal of Structural Geology**, v. 33, n. 9, p. 1334–1346, 9 jul. 2011.

DEMPSTER, Tim J.; JENKIN, Gawen Richard Trevenen; ROGERS, Graeme. The Origin of Rapakivi Texture. **Journal of Petrology**, v. 35, n. 4, p. 963–981, 1 ago. 1994.

DINIZ-PINTO, Henrique Senna; TODT, Wolfgang; HOFMEISTER, Wolfgang. Datação Pb-Pb em zircões e microlitas dos pegmatitos de Volta Grande, Nazareno, MG. *In*: Araxá - MG: 21 out. 2004.

ENDO, Issamu. **Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais**. Tese de Doutorado—São Paulo, SP: UNIVERSIDADE DE SAO PAULO, 24 nov. 1997.

FARIA, Cristiana; GOMES, Carlos Leal. Structure of the granitic pegmatite field of the northern coast of Portugal - inner pegmatite structures and mineralogical fabrics. **Heritage**, v. 2, n. 1, p. 315–330, 24 jan. 2019.

FAULSTICH, Fabiano Richard Leite *et al.* Gahnite from the São João del Rei pegmatitic province, minas gerais, Brazil: Chemical composition and genetic implications. **Canadian Mineralogist**, v. 54, n. 6, p. 1385–1402, 1 nov. 2016.

FLOOR, Peter. Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: The Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. **Leidse Geologische Mededelingen**, v. 36, p. 201, 6 abr. 1966.

GANDHI, S. M.; SARKAR, B. C. **Essentials of Mineral Exploration and Evaluation**. 1. ed. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 2016. v. Único

GOMES, Newton Souza *et al.* Ocorrência de rochas da fácies granulito no Cinturão Mineiro, Minas Gerais, Brasil. **Rem: Revista Escola de Minas**, v. 63, n. 3, p. 433–440, set. 2010.

GOSCOMBE, Ben D.; PASSCHIER, Cees W.; HAND, Martin. Boudinage classification: End-member boudin types and modified boudin structures. **Journal of Structural Geology**, v. 26, n. 4, p. 739–763, 30 ago. 2004.

HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto Giuseppe; ALKMIM, Fernando Flecha. The São Francisco Craton and Its Margins. In: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto Giuseppe; ALKMIM, Fernando Flecha (Orgs.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent**. 1. ed. New York, NY: Springer Cham, 2017. p. 3–13.

HEINRICH, Eberhardt William. Tin-tantalum-lithium pegmatites of the Sao Joao del Rei District, Minas Gerais, Brazil. **Economic Geology**, v. 59, n. 6, p. 982–1002, 1 set. 1964.

HENTSCHEL, Felix *et al.* Transient deformation and long-term tectonic activity in the Eastern Alps recorded by mylonitic pegmatites. **Journal of Structural Geology**, v. 155, p. 104507, 1 fev. 2022.

JAHNS, Richard Henry; BURNHAM, Charles Wilson. Experimental studies of pegmatite genesis; 1, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. **Economic Geology**, v. 64, n. 8, p. 843–864, 1 dez. 1969.

JIANG, Shao-Yong. Controls on the mobility of high field strength elements(HFSE), U, and Th in an ancient submarine hydrothermal system of the Proterozoic Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia, Canada. **GEOCHEMICAL JOURNAL**, v. 34, n. 5, p. 341–348, 2000.

JIANG, Shao-Yong *et al.* Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 30, n. 17–18, p. 1020–1029, jan. 2005.

LACERDA, Syro Gustavo *et al.* Petrografia e geoquímica do granitoide Cupim: implicações de leucogranitos peraluminosos na porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do Cráton São Francisco, Minas Gerais, Brasil. In: Brasília, DF: 50º Congresso Brasileiro de Geologia, 5 ago.

2021. Disponível em: <https://50cbg.sbgeo.org.br/wp-content/uploads/2021/08/50CBG-Contribuicoes-TCC_v-final280921.pdf>. Acesso em: 8 ago. 2025

LAGACHE, Martine; QUÉMÉNEUR, Joel. The Volta Grande Pegmatites, Minas Gerais, Brazil; an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. **The Canadian Mineralogist**, v. 35, n. 1, p. 153–165, 1 fev. 1997.

LENTZ, David. U, Mo, and REE mineralization in late-tectonic granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canada. **Ore Geology Reviews**, v. 11, n. 4, p. 197–227, out. 1996.

LONDON, David. Internal differentiation of rare-element pegmatites; A synthesis of recent research. In: JUDITH, Holly J.; HANNAH, Judith L. (Orgs.). **Ore-bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes**. Norman, OK: Geological Society of America, 1990. v. 246 p. 35–50.

LONDON, David. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites. **The Canadian Mineralogist**, v. 30, n. 3, p. 499–540, 1 set. 1992.

LONDON, David. Granitic pegmatites: An assessment of current concepts and directions for the future. **Lithos**, v. 80, n. 1–4, p. 281–303, mar. 2005.

LONDON, David. **Pegmatites**. Special Pub. 10 ed. Québec, QC: The Canadian Mineralogist, 2008.

LONDON, David. The origin of primary textures in granitic pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 47, n. 4, p. 697–724, ago. 2009.

LONDON, David. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. **Lithos**, v. 184–187, p. 74–104, jan. 2014.

LONDON, David. Pegmatites. In: **Encyclopedia of Geology**. 2nd. ed. Norman, OK: Elsevier, 2020. v. 1–6 p. 184–195.

MACGREGOR, Malcolm. A Xenolithic Pegmatite in the Dalbeattie “Granite”. **Geological Magazine**, v. 73, n. 4, p. 171–185, 1 abr. 1936.

MACHADO, N. *et al.* Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 141, n. 1–4, p. 259–276, jun. 1996.

MCCAULEY, Andrew; BRADLEY, Dwight C. The global age distribution of granitic pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 52, n. 2, p. 183–190, 1 abr. 2014.

MISRA, Kula C. **Introduction to Geochemistry Principles and Applications**. Knoxville - TN: Wiley-Blackwell, 2012.

MOREIRA, Hugo *et al.* Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. **Geoscience Frontiers**, v. 9, n. 4, p. 977–995, 1 jul. 2018.

NAHAS, Isabela *et al.* Unraveling the relationship between a tonalitic pluton and shear zones: Insights from magnetic fabrics and microstructures of the Alto Maranhão batholith, Mineiro belt, southern São Francisco craton. **Journal of Structural Geology**, v. 172, p. 104887, jul. 2023.

NASCIMENTO, Larissa de Santana; NEUMANN, Reiner; ÁVILA, Ciro Alexandre. Mineralogia do pegmatito do Volta Grande, região de Nazareno, Minas Gerais: resultados preliminares e inclusões minerais em minerais pesados. *In*: Rio de Janeiro - RJ: CETEM, 31 jul. 2015.

NASCIMENTO, Marcos Antônio Leite; SOUZA, Zorano Sérgio de; GALINDO, Antonio Carlos. Textura granofírica nas rochas do granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. **Revista de Geologia**, v. 15, p. 101–107, jan. 2002.

NOCE, Carlos M. *et al.* Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 13, n. 3, p. 225–239, 1 jul. 2000.

PEREIRA, Ronaldo Mello *et al.* Stockscheider Quartzo-Moscovíticos e Pegmatíticos na Zona de Cúpula do Granitóide Ritópolis, Região de São João del Rei, Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 34, n. 2, p. 59–69, 1 jan. 2011.

PEREIRA, Ronaldo Mello; ÁVILA, Ciro Alexandre; NEUMANN, Reiner. Estudo Mineralógico e Químico da Cassiterita e de suas Inclusões Sólidas: Implicação com a Paragênese das Mineralizações da Província Pegmatítica de São João del Rei, Minas Gerais, Brasil. **Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro**, v. 62, n. 3, p. 321–336, jul. 2004.

SANTOS, Olívia Maria Souza; NEUMANN, Reiner; SILVA, Victor Hugo Riboura Menezes da. Caracterização de cassiterita da Província Pegmatítica São João del Rei, Minas Gerais. *In*: Rio de Janeiro, RJ: CETEM/MCTI, 2021.

SCHENK, Oliver; URAI, Janos L.; VAN DER ZEE, Wouter. Evolution of boudins under progressively decreasing pore pressure - A case study of pegmatites enclosed in marble deforming at high grade metamorphic conditions, Naxos, Greece. **American Journal of Science**, v. 307, n. 7, p. 1009–1033, set. 2007.

SEIXAS, Luís Antônio Rosa *et al.* Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 238, p. 18–41, nov. 2013.

SHEARER, C. K. *et al.* Pegmatite-wallrock interactions in the Black Hills, South Dakota: Interaction between pegmatite-derived fluids and quartz-mica schist wallrock. **American Mineralogist**, v. 71, n. 3–4, p. 518–539, 1 abr. 1986.

SILVA, Márcio Antônio da *et al.* **Mapa geológico do estado de Minas Gerais. Escala 1:1.000.000.** Belo Horizonte – MG, 2012.

SIMMONS, William B.; WEBBER, Karen L. Pegmatite genesis: state of the art. **European Journal of Mineralogy**, v. 20, n. 4, p. 421–438, 29 ago. 2008.

SOUSA, Sarah Siqueira da Cruz Guimarães *et al.* Mineral chemistry and genetic implications of garnet from the São João del Rei Pegmatitic Province, Minas Gerais, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v. 51, n. 1, p. 20190136, jan. 2021.

SOUSA, Sarah Siqueira da Cruz Guimarães *et al.* Monazite age and composition from a granite-pegmatite system: A link between pegmatites of the São João del Rei Pegmatitic Province and the newly defined high-K Restinga Metagranite, Minas Gerais, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 123, 1 mar. 2023.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia sedimentar**. São Paulo, SP: Editora Blucher, 2003. v. Único

SUWIMONPRECHA, P.; FRIEDRICH, Guenther; CERNY, Petr. Contact relationships between the Phuket pegmatites and host rocks Thailand. **Journal of Southeast Asian Earth Sciences**, v. 8, n. 1–4, p. 137–145, jan. 1993.

TAVARES, Caio de Freitas *et al.* **Microtexturas em rochas ígneas**. Ed. dos Autores ed. Ouro preto - MG: Researchgate, 2020. v. 1

TEIXEIRA, W. *et al.* A juvenile accretion episode (2.35-2.32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148–169, 1 jan. 2015.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, n. 1–3, p. 151–164, maio 1996.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Geocronologia U/PB ICPMS-LA em zircão detrítico da sequência metassedimentar a leste de São Tiago: implicações para a evolução do Supergrupo Minas, craton do São Francisco. *In*: Nova Friburgo - RJ: Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, 8 nov. 2012.

TEIXEIRA, Wilson *et al.* Age and tectonic significance of the Ritápolis batholith, mineiro belt (southern São Francisco Craton): U-Pb LA-ICP-MS, Nd isotopes and geochemical evidence. *In*: São Paulo, Brazil: Comisión Nacional de Energía Atómica - CNEA, 9 abr. 2014.

TEIXEIRA, Wilson; ÁVILA, Ciro Alexandre; NUNES, Luciana Cabral. Nd-Sr Isotopic Geochemistry and U-Pb Geochronology of the Fé Granitic Gneiss and Lajedo Granodiorite: Implications for Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro Belt, Southern São Francisco Craton, Brazil. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 8, p. 53–74, abr. 2008.

TEIXEIRA, Wilson; OLIVEIRA, Elson Paiva; MARQUES, Leila Soares. Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. *In*: HEILBRON, Monica; CORDANI, Umberto Giuseppe; ALKMIM, Fernando Flecha (Orgs.). **São Francisco Craton**,

Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. 1. ed. New York, NY: Springer Cham, 2017. p. 29–56.

TOLEDO, Catarina Labouré Benfica. **Evolução geológica das rochas maficas e ultramaficas no Greenstone Belt Barbacena, região de Nazareno, MG.** Tese de Doutorado—Campinas, SP: Universidade Estadual de Campinas, 20 out. 2002.

WALLACE, Paul J. Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 140, n. 1–3, p. 217–240, 30 jan. 2005.

WHITE, William M. Trace elements in igneous processes. *In*: JOHN WILEY (Org.). **Geochemistry**. 2. ed. Ithaca, New York, USA: John Wiley & Sons, Ltd, 2013. v. Único p. 278–330.

WINTER, John D. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. 2nd. ed. Harlow, UK: Pearson Education Limited, 2014.

WISE, Michael A.; MÜLLER, Axel; SIMMONS, William B. Proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites. **Canadian Mineralogist**, v. 60, n. 2, p. 229–248, 1 mar. 2022.